

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИВИС ДВО РАН).

На правах рукописи



НУЖДАЕВ АНТОН АЛЕКСЕЕВИЧ

**ПОВЕДЕНИЕ РТУТИ В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННОГО
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА
НА ПРИМЕРЕ ПАУЖЕТСКОЙ, КАМБАЛЬНОЙ И КОШЕЛЕВСКОЙ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ**

**Специальность: 25.00.09 – геохимия,
геохимические методы поиска полезных ископаемых**

**Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
Бычков Андрей Юрьевич

Петропавловск-Камчатский

2022

Содержание

Введение	4
Глава 1 Ртуть в литосфере: высокие концентрации как индикатор активных геодинамических процессов.....	10
1.1. Общие сведения о ртути	10
1.2. Ртуть в активных геодинамических обстановках	11
1.3 Ртуть в районах вулканической активности.....	13
1.4 Ртуть в гидротермах.....	15
Глава 2 Общая характеристика Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района	17
2.1 Характеристика Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.....	17
2.1.1 Общая информация	17
2.1.2 История изучения района	19
2.1.3 Структурное положение района	21
2.2 Паужетская гидротермальная система	23
2.2.1 Стратиграфия.....	24
2.2.2 Магматизм.....	25
2.2.3 Гидротермальная система	25
2.2.4 Тектоника	26
2.3 Кошелевский вулканический массив.....	27
2.3.1 Тектоника	27
2.3.2 Стратиграфия района	29
2.3.3 Магматизм.....	33
2.3.4 Кошелевская гидротермальная система.....	35
2.4 Термопроявления Камбального вулканического хребта	39
2.4.1 Геологическое строение Камбального хребта.....	39
2.5 Современная гидротермальная активность Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.....	41
2.5.1 Термальные поля Паужетской гидротермальной системы	41
2.5.2 Термопроявления Кошелевского вулканического массива	45
2.5.3 Термальные поля Камбального вулканического хребта	55
Глава 3 Фактический материал	63
3.1 Методы подготовки и анализа проб на определение концентрации ртути	63
3.2 Методы отбора проб.....	64

3.3 Методика расчета средних значений	66
3.4 Фоновые концентрации ртути	66
3.5 Концентрация ртути в различных средах в районах современной гидротермальной активности на примере Кошелевского вулканического массива.....	67
3.6 Концентрация ртути в различных средах и в районах современной гидротермальной активности на примере Паужетской гидротермальной системы	79
3.7 Концентрация ртути в различных средах в районах современной гидротермальной активности на примере термальных полей Камбального вулканического хребта.....	83
Глава 4 Особенности геохимии ртути в современных гидротермальных системах.....	86
4.1 Общая характеристика поведения ртути на объектах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района	86
4.2 Формы нахождения ртути в различных средах современных гидротермальных систем ..	91
4.3 Динамика накопления ртути при формировании новых термальных полей	95
4.4 Оценка потоков ртути на современных термальных полях	97
4.5 Взаимосвязь современного гидротермального процесса с активным вулканизмом	104
Защищаемые положения.....	108
Заключение.....	109
Список литературы.....	110
Приложения	124

Введение

Актуальность работы. Ртуть – элемент, активно участвующий во всех этапах рудообразования и использующийся в геохимических поисках полезных ископаемых на рудную минерализацию (Сауков, 1972; Фурсов, 1977), что исторически вызвало интерес к изучению поведения данного элемента как одного из поисковых признаков для различных полезных ископаемых. Известно, что повышенные концентрации ртути связывают с крупными проницаемыми зонами. На основании этого резкие всплески в концентрации ртути в таких областях могут быть использованы как предвестники вулканической и сейсмической активности (Степанов, 1997; Zhang, 2014). В последнее время большое внимание уделяется изучению объемов и характера поступления ртути в районах вулканической и гидротермальной активности по всему миру (Pyle and Mather, 2003; Witt et al., 2008; Bagnato et al., 2014, 2018; Tassi et al., 2016; Cárdenas et al., 2018). При этом ртуть является токсичным химическим элементом, промышленное использование которого в последнее время активно сокращается. Для корректной оценки антропогенной составляющей в атмосфере необходимы оценки количества поступающей в атмосферу ртути. Таким образом, актуальным является изучение природных потоков ртути, особенно, связанных с современным вулканизмом и гидротермальными системами, определение источников поступления ртути, оценка объемов ее поступления и установление закономерностей накопления (Varekamp and Buseck, 1984; Ferrara et al., 2000; Bagnato et al., 2007, 2014, 2018; Tassi et al., 2016; Cárdenas et al., 2018), а получаемые данные по ежегодному выносу ртути в атмосферу важны для мониторинга общей экологической обстановки по всему миру.

Активный вулканизм и современные гидротермальные системы являются одними из основных источников поступления природной ртути на дневную поверхность и, в частности, в атмосферу (Edwards et al., 2021). Работы по изучению поведения ртути на гидротермальных системах Камчатки проводились (Озерова, 1986; Трухин и др., 1989; Алехин и др., 2009, 2010; Vognatto, 2014), однако, несмотря на большой интерес к данной теме, детальные данные по поведению и накоплению ртути в приповерхностных условиях гидротермальных систем, в том числе и на Юге Камчатки, отсутствуют. Для крупных систем, рассматриваемых в данной работе, имелись лишь общие данные о повышенных концентрациях ртути (Трухин и др., 1986; Огородова, 1971), поведение ртути на них оставалось слабо изучено, это и послужило основанием для выполнения представленной работы.

Целью настоящей работы являлось определение закономерностей поступления и накопления ртути в различных средах в условиях современного гидротермального процесса,

выполненное на примере гидротермальных систем Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района Южной Камчатки.

Основные задачи:

Оценка уровня поступления и накопления ртути на термальных полях Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района.

Выявление особенностей накопления и миграции ртути на разных этапах существования термальных полей.

Установление основных источников поступления ртути на ранних этапах формирования термальных полей.

Анализ динамики содержания ртути в подвижные среды крупных термальных полей в связи с извержением близко расположенного вулкана Камбальный в 2017 г.

Основные объекты исследования. Основными объектами проведения работ являются крупные термальные поля Паужетской, Камбальной и Кошелёвской гидротермальных систем, объединённых в Паужетско-Камбально-Кошелёвский геотермальный район.

Научная новизна. Определены концентрации ртути в различных средах, участвующих в современном гидротермальном процессе, на примере крупных гидротермальных систем Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района. Описано появление и краткосрочное существование новообразованного термального поля, связанного с Кошелёвской гидротермальной системой – Нижне-Кошелёвского Нового; прослежено накопление и миграция ртути в пределах новообразованного поля. Установлено увеличение ртути в конденсатах парогазовых струй на термальных полях Камбального вулканического хребта, связанное с извержением вулкана Камбальный.

Методы исследования. Полевые исследования включали многолетний мониторинг и описание термальных полей, опробование твёрдого, жидкого и газообразного материала. Затем следовал этап пробоподготовки, включающий растирание и выделение фракции, необходимой для анализа. Определения содержания ртути выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методом беспламенной атомно-абсорбционной спектроскопии, прибор РА-915 (аналитики Л.Д. Андрулайтис и О.С. Рязанцева). Последний этап включал анализ и обобщение результатов.

Практическая значимость. Полученные данные существенно расширяют имеющиеся представления о характере поступления и распространения ртути в условиях современной гидротермальной активности, что важно для понимания процессов современного рудообразования. Материалы, представленные в данной работе, важны для

понимания и возможности оценки объемов поступления и накопления такого токсичного элемента, как ртуть, в районах современной гидротермальной активности Южной Камчатки, что может быть использовано для оценки общего глобального выноса ртути. Кроме того, полученный оригинальный материал существенно дополняет знания о геохимии ртути, ее поведении в условиях современного гидротермального процесса.

Личный вклад автора. Автор работы самостоятельно отбирал большую часть проб на определение концентраций ртути; проводил описание и многолетние наблюдения за состоянием термоаномалий; выполнял пробоподготовку отобранного материала. Автором выполнен анализ полученных аналитических данных и обобщение материала.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались и обсуждались на следующих российских научных совещаниях: Всероссийская конференция (с участием иностранных ученых) «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды» (Иркутск, 2007); Региональная молодежная научная конференция «Исследования в области наук о Земле» (Петропавловск-Камчатский, 2008, 2009, 2013); Российская конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых учёных и студентов» (Москва, 2009); «Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии» (Екатеринбург, 2011); Всероссийское совещание «Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2012); Ежегодная конференция, посвящённая Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» (Петропавловск-Камчатский, 2014, 2017); Всероссийское совещание «Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы» (Иркутск, 2015); Всероссийская молодежная конференция «Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2018); Научные чтения «Проблемы минералогии, петрографии и металлогении», посвященные памяти П.Н. Чирвинского (Пермь, 2019).

Основные результаты работы докладывались, и обсуждались на следующих международных научных конференциях: «GRC Annual Meeting» (Рено, Невада, США, 2009); «World Geothermal Congress» (Бали, Индонезия, 2010; Мельбурн, Австралия, 2015; Рейкьявик, Исландия, 2021); Второй международный симпозиум «Ртуть в Биосфере: Эколого-геохимические аспекты» (Новосибирск, 2015); Международная конференция «European Geosciences Union General Assembly» (Вена, Австрия, 2021).

Список работ, опубликованных по теме диссертации. По теме диссертации опубликовано 24 работы, в том числе 4 в научных журналах из перечня ВАК:

Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Поведение ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Геохимия. – 2009. – № 5. – С. 533-542.

Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Ртуть как индикатор современной рудообразующей газо-гидротермальной системы (Камчатка) // Геохимия. – 2014. – № 2. – С. 145-157.

Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14. – № 2. – С. 263-267.

Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. – 2016. – № 3. – С. 41-56.

Список тезисов докладов, опубликованных по теме диссертации:

Нуждаев А.А., Рычагов С.Н., Степанов И.И. Ртуть в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды, Иркутск. – 2007. – Т. 2. – С. 82-86; Нуждаев А.А. Новые результаты изучения Верхне- и Нижне-Кошелевской термоаномалий (Южная Камчатка) // Материалы VI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», Петропавловск-Камчатский. – 2008; Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев А.А. Изучение глубинного строения Нижне-Кошелевской термоаномалии методом низкочастотного микросейсмического зондирования (Южная Камчатка) // Материалы российской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых учёных и студентов», Москва. – 2009; Нуждаев И.А., Феофилактов С.О., Нуждаев А.А. Объёмная 3D визуализация топографического плана в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии // Материалы VII региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», Петропавловск-Камчатский. – 2009; Шанина В.В., Нуждаев А.А. Первые результаты натуральных экспериментов на Нижне-Кошелевском и Паужетском геотермальных месторождениях // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН. – 2011; Нуждаев А.А., Рычагов С.Н., Степанов И.И. О геохимическом цикле ртути в современных вулканических газо-гидротермальных системах // Вулканизм геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН. – 2011; Рычагов С.Н. Нуждаев А.А., Степанов И.И. Особенности миграции ртути в современных рудообразующих газо-гидротермальных системах (Южная Камчатка) // Материалы всероссийского совещания

«Современные проблемы геохимии», Иркутск – 2012; Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А. Нижне-Кошелевское Новое термальное поле: история появления и развитие // Материалы XI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», Петропавловск-Камчатский. – 2013. – С. 111-124; Нуждаев А.А., Рычагов С.Н. Особенности поведения ртути в зоне гипергенеза Нижне-Кошелевской геотермальной системы (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. – 2014. – С. 299-305; Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Геохимическая модель транспорта ртути в современных гидротермальных системах (Южная Камчатка) // Второй международный симпозиум «Ртуть в Биосфере: Эколого-геохимические аспекты». Новосибирск. – 2015. – С. 304-308; Нуждаев А.А., Рычагов С.Н. Кошелевская флюидная система и рудообразование (Южная Камчатка) // Материалы всероссийского совещания «Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы», Иркутск, ИЗК СО РАН. – 2015. – С. 117-119; Нуждаев А.А. Геолого-геохимическая модель Кошелевской газо-гидротермальной системы // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, – 2017. – С. 183-184; Житова Е.С., Нуждаев А.А. Минеральное разнообразие солей термальных полей Южной Камчатки // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. – 2017. – С. 166-168; Нуждаев А.А. Изучение поведения ртути на термальных полях Южной Камчатки // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. – 2019. – № 22. – С. 359-362; Нуждаев А.А. Поведение ртути на термальных полях Камбального Хребта (Южная Камчатка) // Вопросы естествознания. – 2018. – № 4 (18). – С. 31-35; Rychagov S., Nuzhdayev A. Prospects of geothermal power-industry development on South Kamchatka: Koshelevskaya hydrothermal-magmatic system // GRC Annual Meeting, Reno, Nevada, USA. – 2009. – 8 p; Rychagov S.N., Nuzhdayev A.A. The Koshelevsky Volcanic Block as a Prospective Site for the Development of Geothermal Power Industry on the South of Kamchatka // Proceedings World Geothermal Congress, Indonesia, – 2010; Rychagov S.N., Nuzhdayev A.A., Stepanov I.I. Mercury as an indicator of temperature and geochemical barriers in hypergenesis zone of geothermal deposits (Kamchatka) // Proceedings World Geothermal Congress, Indonesia, – 2010; Rychagov S.N., Koroleva G.P., Davletbayev R.G., Nuzhdayev A.A., Rychagova T.S. Influence of silica deposition on a geothermal deposit, landscape and ecological situation (Case study: the South Kamchatka and the Northern Kuril Islands) // Proceedings World Geothermal Congress, Indonesia,

– 2010; Nuzhdaev A.A., Rychagov S.N., Chernov M.S., Feofilaktov S.O., Nuzhdaev I.A. Formation of a New Geothermal Field in the Area of the Nizhne (Lower)-Koshelevsky Geothermal Deposit (South Kamchatka): a Natural or Man-Made Phenomenon? // Proceedings World Geothermal Congress, Australia – New Zealand. – 2015; Kalacheva E., Rychagov S., Koroleva G., Nuzhdaev A. Hydrothermal Gas-Vapour Outflows of the Koshelevsky Volcanic Massif (South Kamchatka): Composition and Origin Conditions // Proceedings World Geothermal Congress, Australia – New Zealand. – 2015.

Глава 1 Ртуть в литосфере: высокие концентрации как индикатор активных геодинамических процессов

1.1. Общие сведения о ртути

Ртуть является металлом 6 периода периодической системы – это единственный жидкий, в обычных условиях, металл. Некоторые физические и химические свойства ртути даны в табл. 1. При нормальных условиях ртуть является серебристо-белой жидкостью, в затвердевшем состоянии становится белым ковким металлом. Ртуть имеет халькофильные свойства. Кларк ртути в земной коре по данным разных авторов колеблется в пределах 0.05-0.09 мг/кг (Мейсон, 1971). Кларк ртути в метеоритах (табл. 2) достигает в среднем 1.8 мг/кг (при достаточно большом разбросе значений), что на несколько порядков больше, чем в земной коре (Озерова и др., 1970; Степанов, 1993). Исходя из хондритовой модели Земли (Мейсон, 1971), можно предполагать высокую концентрацию ртути в мантийном веществе. В пользу этого также свидетельствует высокое содержание ртути, обнаруженное в кимберлитовых трубках (Kozin, Hansen, 2013). Стоит отметить, что ртуть является единственным элементом, кроме благородных газов, который способен находится в атомарном состоянии (Hg^0) при комнатной температуре, однако в природе более широко распространена двухвалентная ртуть (Сухенко, 1995).

Высокие концентрации ртути, как правило, связаны с различными сульфидными образованиями (Степанов, 1993). В настоящее время насчитывается более 110 различных минералов-носителей ртути, однако к промышленно значимым относятся только два сульфида: киноварь и метациннабарит (полиморфы состава HgS) – с ними связаны основные промышленные месторождения ртути (Васильев, 2004). К другим первичным минералам ртути относятся, например, самородная ртуть, кордероит $Hg_3S_2Cl_2$ и ливингстонит $HgSb_4S_8$. Вторичные минералы ртути включают такие, как шутеит $Hg_3O_2(SO_4)$ и каломель Hg_2Cl_2 . Ртуть встречается в качестве примесной фазы в сульфидах, например, в реальгаре AsS , антимоните Sb_2S_3 , тетраэдрите Cu_3SbS_3 , теннантите Cu_3AsS_3 и сфалерите ZnS (Kozin, Hansen, 2013). В самородном виде ртуть проявляется от мелко вкрапленных включений до значительных выделений металла, скапливающегося в нижних частях горных выработок руд ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений. Кроме того, самородная ртуть отмечалась и в вулканическом стекле (Кутыев, Эрлих, 1970), однако, такие находки остаются крайне редкими. Кроме того, относительно недавно было описано образование самородной ртути в

подводной гидротермальной системе, расположенной в заливе Пленти (о. Северный, Новая Зеландия), относящейся к вулканической зоне Таупо (Stoffers et al., 1999).

Ввиду своего электронного строения ртуть имеет большой ионный радиус и слабо связывается с другими элементами, что препятствует ее внедрению в породообразующие силикатные минералы, представляющие основную часть земной коры (табл. 3). Ртуть хорошо реагирует с углеродом, и этим объясняется большое количество известных ртутьорганических соединений. Этот факт объясняет более высокое содержание ртути в осадочных породах (Kozin, Hansen, 2013). Поведение ртути в горных породах и почве сильно зависит от формы ее нахождения и концентрации, а также от наличия ионов (ионов серы и хлора) и органического материала.

Благодаря своим летучим свойствам, ртуть активно участвует во всех этапах рудообразования и используется в геохимической разведке полезных ископаемых на Au, Ag, Sb и сульфидную минерализацию. Попадая на дневную поверхность, самородная ртуть практически полностью улетучивается, а в зонах окисления она может растворяться циркулирующими или застойными растворами различного состава, в том числе галогеносодержащими, при этом участвуя в образовании большого количества соединений, как правило, неустойчивых (Васильев, 2004). Считается, что на элементарную ртуть приходится до 95 % содержания ртути в атмосфере (Васильев, 2004). Помимо концентрации в рудах, ртуть формирует обширные первичные и вторичные литогеохимические и газовые ореолы рассеяния (Сауков и др. 1972; Фурсов, 1977; Озерова, 1986). При этом в месторождениях заключено только 0.02 % содержащейся в земной коре ртути, а основная масса находится в рассеянном состоянии (Сауков и др. 1972).

1.2. Ртуть в активных геодинамических обстановках

Практически все крупные проявления ртути контролируются региональными разломами – структурами глубинного заложения, либо находятся в районах с современным проявлением вулканической и геотермальной активности (White et al., 1970; Озерова, 1986; Navarro-Flores et al., 2000; Nriagu, Becker, 2003; Blum et al., 2014).

Первые работы, указывающие на связь между современными сейсмическими событиями и повышением содержания сорбированной ртути в поверхностных почвенных отложениях, выполнены В.З. Фурсовым (1977) в зоне глубинного разлома Ташкентского землетрясения, произошедшего в 1966 г. Им был пройден геохимический профиль сразу после землетрясения, что позволило связать содержание ртути с этим событием. Полученные

данные по распределению ртути на поверхности были сопоставлены с имеющимися геологическими данными. В результате, было установлено, что наиболее крупные аномалии были приурочены к выделенным ранее разломным зонам. Концентрации ртути в пробах на отдельных участках, связанных с активными разломными зонами, превышали фоновые значения в 15-20 раз (Фурсов, 1977) (рис 1).

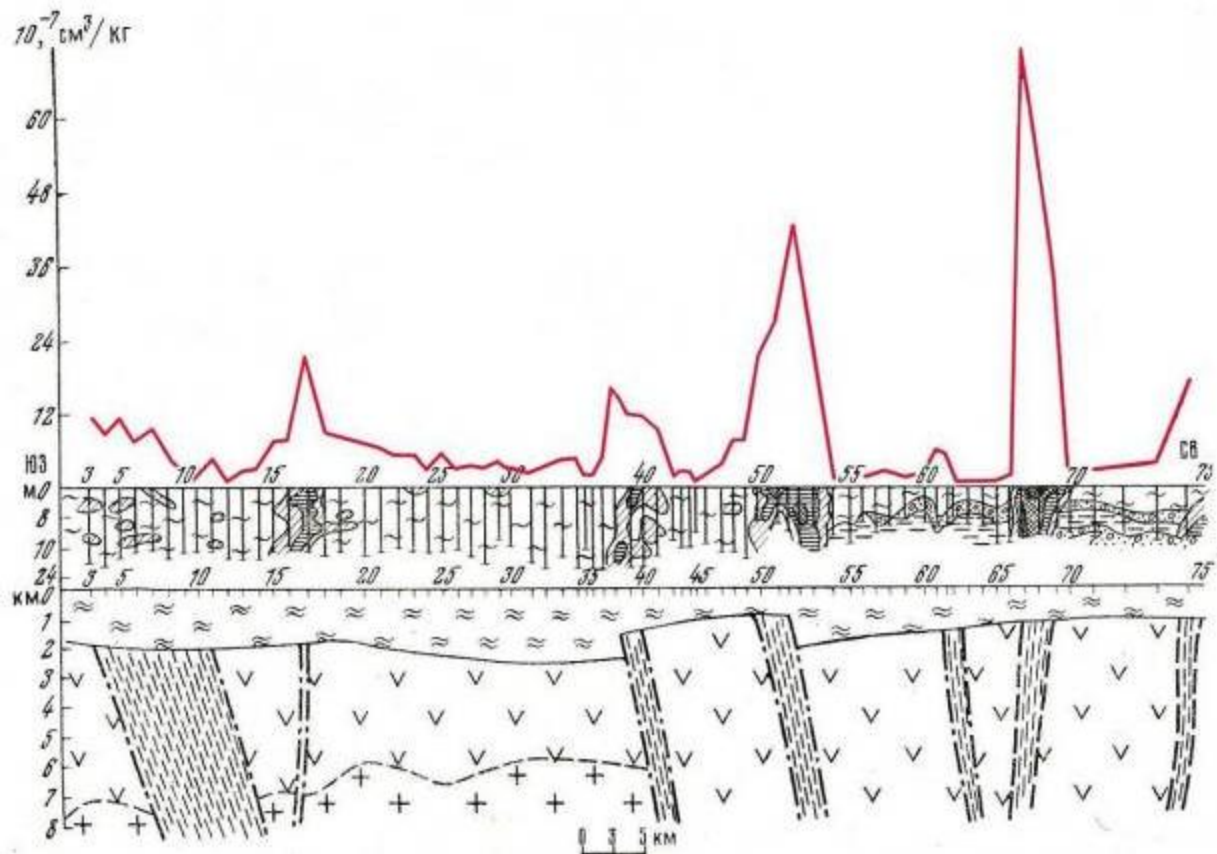


Рис. 1. Результаты изучения концентраций ртути в пробах почвенного воздуха из зоны глубинных разломов в районе г. Ташкент после землетрясения 1966 г. (Фурсов, 1977).

В настоящее время выделение аномалий ртути и их использование для поиска разломных зон широко развито в Китае, причем как в городских условиях (Wang et al., 2016), с целью установления участков, не благоприятных для застройки, так и на удаленных территориях, связанных с организацией безопасного использования энергетической инфраструктуры (Li et al., 2017). Учитывая тот факт, что ртуть может мигрировать с глубины на поверхность вдоль разлома, переносимая в составе глубинных, восходящих по трещинам газов (Jin et al., 1989), она широко используется для обнаружения активных разломов (Liu, 2006; Tang et al., 2004; Wang et al., 2004; Zhang et al., 2007; 2014). Кроме того, ведется постоянный мониторинг за концентрациями ртути в наиболее сейсмически опасных регионах страны (Wang et al., 2018). Увеличение концентраций ртути, совместно с радоном, метаном и

водородом, рассматривается как предвестник сейсмического события (Sun et al., 2017; Wang et al., 2016, 2018; Zhan et al., 2007, 2014). При этом увеличение концентрации ртути объясняют повышением напряженности в трещинах, их раскрытием и поступлением по ним ртути совместно с глубинным флюидом (Wang et al., 2018). Связь сейсмических событий с эмиссией ртути из горных пород показана в работе И.И. Степанова (1997), где указывается, что в горных породах ртуть может находиться в «квазигазообразном состоянии» (т.е. в атомарной не связанной форме). При увеличении давления на горные породы ртуть может покидать участки, испытывающие избыточное напряжение, и по открытым разломам и трещинам двигаться к поверхности. Таким образом, при увеличении напряжений, на поверхности происходит резкое всплескообразное увеличение концентрации ртути в зоне разлома (Степанов, 1997).

В нашей стране изучением связи аномалий ртути с современной сейсмичностью в районе Байкальской рифтовой структуры занимался П.В. Коваль (Коваль, 2003; 2006). Для Байкала было показано, что аномалии повышенных значений ртути фиксируются над всеми изучаемыми разломами независимо от морфолого-генетического типа. Как правило, такие аномалии имеют сложную форму и представлены несколькими пиками. При этом поступление ртути неоднородно во времени и может иметь нерегулярный пульсирующий характер, связанный с сейсмическими событиями и, возможно, с мощными атмосферными (циклоническими) явлениями (Коваль, 2006). Увеличение концентрации ртути, связанное с сейсмичностью, может превышать фоновые значения в 10-30 раз и более. Максимальные значения эмиссии ртути фиксируются накануне крупных тектонических событий. Фоновые значения для разломных аномалий, относящиеся к периоду сейсмического покоя, превышают значения фоновых участков (вне зоны разломов) в 2-10 раз (Коваль, 2003; 2006).

1.3 Ртуть в районах вулканической активности

Для районов активного вулканизма характерны более высокие содержания ртути в атмосфере, превышающие концентрации в не вулканических регионах на 3-4 порядка, особенно ярко это проявляется во время активизации вулканической деятельности. Так, было отмечено увеличение концентрации ртути в продуктах фумарольной деятельности во время активизации вулканов Мутновский (Камчатка, Россия) (Озерова, 1986), Толбачик (Камчатка, Россия) (Меняйлов и др., 1984) и Сент-Хеленс (США) (Varekamp, 1980). Подсчеты ежегодного выноса ртути на действующих вулканах, находящихся в стадии фумарольной активности, выполнены для Этны (Италия) (Pyle, Mather, 2003), Стромболи (Италия) и

Вулькано (Италия) (Ferrara et al., 2000), Мутновского, Горелого (Камчатка, Россия), Ассо (Япония), Турриало (Коста-Рика), Суфриер (Гваделупа) (Bagnato et al., 2009, 2014, 2018). Примерные оценки общего поступления ртути в атмосферу, связанного с активным вулканизмом, составляют от 30 до 100 тонн ртути в год (Nriagu, Becker, 2003; Blum et al., 2014).

На примере Курило-Камчатской островной дуги было показано, что в породах вулканического происхождения, как эффузивных, так и интрузивных, концентрация ртути, зачастую, несколько ниже кларковых значений, а если и превышает их, то, как правило, это является результатом воздействия гидротермальных процессов (Леонова, 1979; Трухин и др., 1986). Это объясняется тем, что в магматических расплавах ртуть должна находиться преимущественно в газообразном (атомарном) состоянии, при этом, благодаря высокой летучести при магматических температурах, предполагается относительно равномерное распределение ртути в магматическом расплаве (Фурсов, 1978). Отделяясь от расплава, причем вне зависимости от того, происходит ли этот процесс в приповерхностных условиях или на значительной глубине, флюид имеет резко восстановительные свойства, а при таких условиях ртуть в высокотемпературных газах может существовать исключительно в атомарной форме (Трухин и др., 1986). В результате, образуется возможность появления избыточных концентраций ртути в периоды вулканической активизации. Подвижность ртути, вызванная вулканической активностью, отчасти, подтверждается повышением содержания ртути, наблюдающимся в минералах, связанных с фумарольной активностью на действующих вулканах. Так, в различной степени обогащены ртутью возгоны (сульфаты и хлориды), и среди них особенно выделяются продукты высокотемпературных фумарол, особенно сера (Озерова, 2012). Поступая на поверхность, ртуть может оставаться в свободной форме довольно длительное время – от полугода до 2.5 лет, что позволяет ей распределиться в атмосфере (Pyle, Mather, 2003).

Повышение концентрации ртути, связанное с крупными разломами, имеет не регулярный, эпизодический характер, отражающий периоды активизации этих структур, в отличие от вулканических комплексов, с которыми поступление ртути связано как в период эруптивной активности, так и в периоды покоя, сопровождающиеся фумарольной активностью.

Учитывая масштабы, интенсивность и распространенность продуктов вулканической деятельности, можно заключить, что активный вулканизм лидирует по количеству ртути, поставляемой на поверхность земной коры среди природных объектов. При этом поступление ртути в атмосферу с продуктами вулканической деятельности носит

локальный и, по всей видимости, циклический характер, связанный со временем активной вулканической деятельности (Coufalík et al., 2018).

1.4 Ртуть в гидротермах

Несмотря на меньшие масштабы по сравнению с вулканизмом, гидротермальный процесс, учитывая его распространение и продолжительность, является одним из крупнейших источников поступления ртути на дневную поверхность (Edner et al., 1992; Blum et al., 2014). Так, к примеру, вынос ртути на месторождении Сульфур Бэнк оценивается в 17 кг/г (Nacht et al., 2004).

Первые работы, посвященные ртутоносности гидротермальных растворов, начали появляться в середине 20 века (Сауков, 1946, 1972; Krauskopf, 1951; George, 1964; Dickson and Tunell, 1968; Tunell, 1964, 1970). Интерес к этим исследованиям был вызван поисками ртутных руд, образование которых происходило на небольших глубинах при невысоких температурах, до 200 °С. В настоящее время выделены и описаны современные гидротермальные системы, где происходят современные процессы формирования ртутной минерализации: Киреунские и Апапельские горячие источники, кальдера вулкана Узон на Камчатке, Сульфур Бэнк, Вилбур и Амэдии в США. Установлено, что формирование залежей киновари, обычно, происходит совместно с метациннабаритом и самородной ртутью в результате осаждения из гидротермальных растворов (Varekam, 1983). Наибольшие концентрации ртути связаны с кислыми растворами (Озерова, 1986; Nacht et al., 2004) и, по-видимому, переносятся кислыми газами. При этом разница в концентрациях ртути в растворах может быть весьма существенной, это может быть вызвано разными факторами: как характеристиками самих растворов, так и различием вмещающих пород (Fournier, 1989; Werner, Brantley, 2003; Engle et al., 2006). Имеются предположения, что ртуть попадает в гидротермальную систему в результате дегазации крупных интрузивных тел, питающих систему (Navarro-Flores et al., 2000). Аномалии ртути связаны с интрузивным веществом, в процессе эволюции гидротермальной системы ртуть начинает мигрировать к поверхности в составе циркулирующих гидротермальных растворов, из которых и происходит отложение крупных рудных тел. Кроме того, аномалии ртути образуются на поверхности и связаны либо с выходами гидротермальных вод (Varekam, 1983; Edner et al., 1992; Трухин и др., 1986), либо приурочены к близповерхностным сульфидным рудным телам (Фурсов, 1977; Озерова, 1986; Phelps, Buseck, 1980; Buseck, 1983). В работах (Krauskopf, 1951; Varekam, 1983; Трухин и др., 1986; Озерова, 1986; Шикина, 1982) рассматривалась подвижность ртути в водных растворах,

и показано, что в щелочных растворах основным ионом, отвечающим за перемещение ртути, является HgS_2^{2-} , а в газовой фазе – HgCl_2 и Hg^0 ; при условиях кислых растворов ($\text{pH} > 6$) – $\text{Hg}(\text{HS})^0_2$. В пределах высокотемпературных систем становится возможным перенос ртути в атомарной форме Hg^0 , где данная форма приобретает основное, доминирующее значение (Трухин и др., 1986). Кроме того, высокие концентрации ртути наблюдаются в парогазовых струях крупных термальных полей (Озерова, 1986; Трухин и др., 1986). Существует несколько взглядов на природу высоких концентраций ртути, связанных с гидротермальными растворами. По мнению одних авторов, обогащение пароконденсатов ртутью происходит в результате близповерхностного вскипания гидротермальных растворов, вызывающего переход ртути из вмещающих пород в состав парогазовой смеси (Трухин и др., 1986; Varekamp, 1983; Navarro-Flores et al., 2000), по мнению других, ртуть поступает в гидротермальные растворы в составе глубинного, вероятно мантийного, флюида (Озерова, 1986, 2010). Несмотря на отсутствие единой точки зрения о природе поступления ртути в гидротермальные растворы, факт ее присутствия и активного участия в современном гидротермальном процессе не вызывает сомнения. В работах (Phelps, 1980; Klusman, 1979) на примере Йелоустонского национального парка и системы Лонгвелли показано, что аномалии ртути на поверхности и в почвенной толще связаны с участками интенсивного подземного паровыделения. Однако не на всех гидротермальных системах аномалии ртути проявляются на поверхности (Klusman, Landress, 1978). Подобные аномалии, как правило, приурочены к проницаемым зонам и распространяются на значительное расстояние от них, что позволяет использовать аномалии ртути в качестве поискового признака на проводящие, для гидротермального флюида, структуры (White et al., 1970, Трухин и др., 1986). По результатам изучения изотопного состава ртутьсодержащих осадков было показано, что в результате вскипания глубинных гидротермальных растворов происходит фракционирование растворов: более легкая часть, содержащая ртуть, отделяется и поступает на поверхность с парогазовой смесью, а тяжелая остается в составе гидротермальных растворов, с которыми связывают формирование рудной минерализации (Smith, 2005).

Глава 2 Общая характеристика Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района

2.1 Характеристика Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района

2.1.1 Общая информация

К Паужетско-Камбально-Кошелевскому геотермальному району относятся Кошелевский вулканический массив, Паужетское геотермальное месторождение и Камбальный вулканический хребет, все они расположены на Южной Камчатке (рис. 2). В этом районе сосредоточены наиболее мощные гидротермальные проявления Южной Камчатки. Исследуемый район расположен на юге западного Охотоморского побережья Камчатки. На площади района находится два действующих вулкана: Камбальный и Кошелевский.

Кошелевский вулканический массив является сложно построенным вулканическим сооружением, сформированным из разновозрастных вулканических построек различного состава и типа. Кроме того, на площади Кошелевского вулканического массива широко развиты гидротермально измененные породы, что свидетельствует о длительной гидротермальной активности в этом районе. С Кошелевским вулканическим массивом связаны современные мощные термопроявления, наиболее крупные из них: Нижне- и Верхне-Кошелевские термальные поля и Сивучинские горячие источники. Изучению Кошелевского вулканического массива посвящены работы многих авторов, таких как Серезников А.И., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Литасов Л.Е., Вакин Е.С. и др.

Камбальный вулкан является частью Камбального вулканического хребта. Камбальный вулканический хребет представляет собой группу сильно эродированных разновозрастных (от плейстоцена до голоцена) вулканических построек, вытянутых в субмеридиональном направлении. В южной части хребет замыкает Вулкан Камбальный, последнее извержение которого произошло в марте-апреле 2017 г. (Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017). В недрах хребта заключена крупная гидротермальная система, представленная на поверхности тремя группами гидротерм: Южно-Камбальная, Центрально-Камбальная и Северо-Камбальная. С данными вулканическими постройками связана крупная гидротермальная система.

Помимо этого, Паужетская система, расположенная в данном районе, и связанное с ней одноименное геотермальное месторождение, являются одними из наиболее изученных на Камчатке (Паужетские горячие воды..., 1965; Гидротермальные системы ... , 1976; Белоусов,

1978; Структура гидротермальной..., 1993; Рычагов, 2003). В пределах месторождения известно несколько поверхностных термоаномалий, в том числе Верхне- и Восточно-Паужетские.

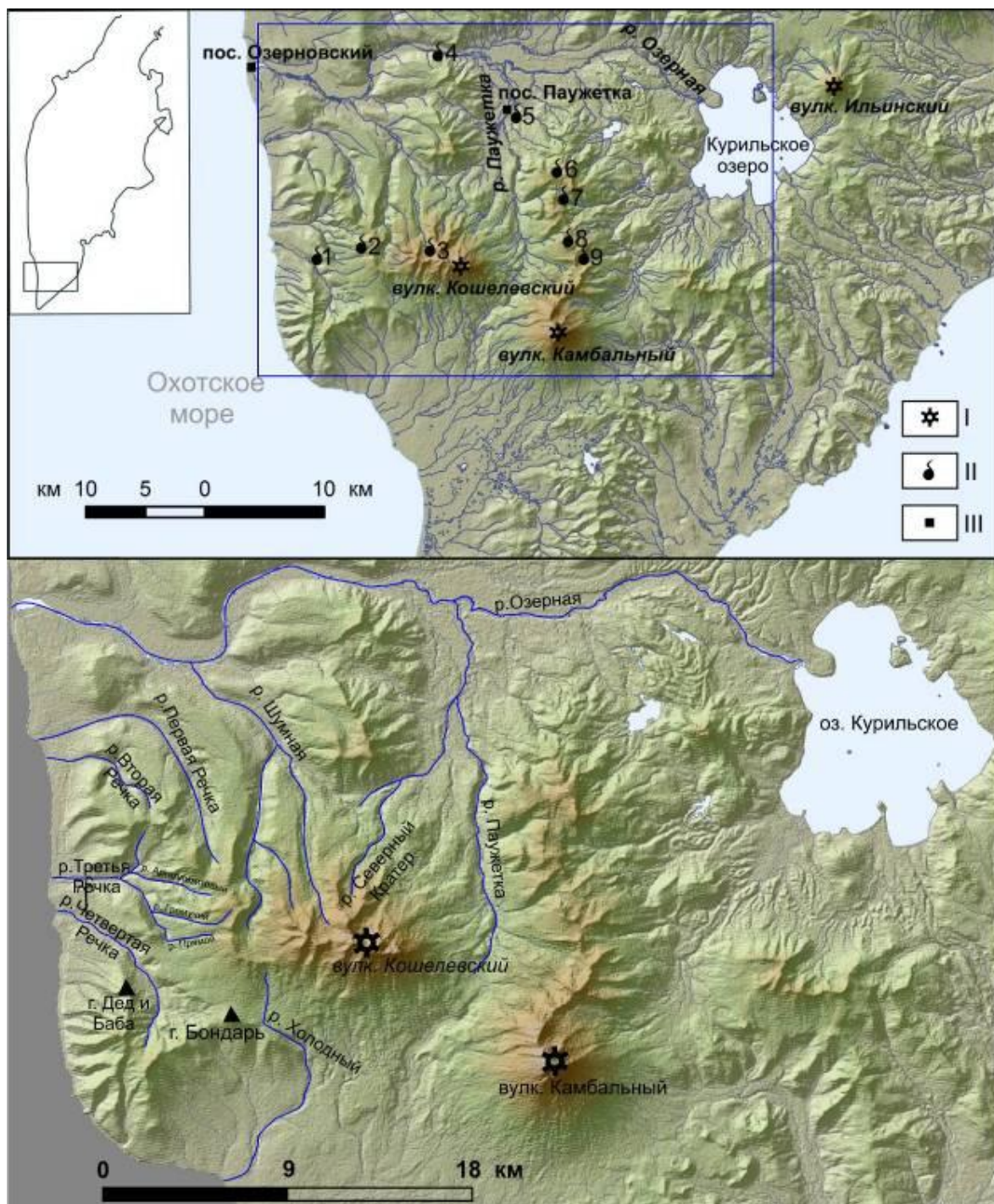


Рис. 2. Схема Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района: I – активные вулканы; II – наиболее крупные термальные поля и горячие источники района: 1 – Сивучинские горячие источники (г.и.); 2 – Нижне-Кошелевское термальное поле (т.п.); 3 – Верхне-Кошелевское т.п.; 4 – Озерновские г.и.; 5 – Паужетские г.и.; 6 – Северо-Камбальное т.п.; 7 – Центрально-Камбальное т.п.; 8 – Южно-Камбальное Центральное т.п.; 9 – Южно-Камбальное Дальнее т.п.; III – населенные пункты.

2.1.2 История изучения района

Район Южной Камчатки имеет длительную историю изучения. Первые сведения о районе были получены во время работы Второй Камчатской экспедицией под руководством академика С.П. Крашенинникова в 1737-1741 гг.

В 1908-1910 гг. на юге Камчатки работала комплексная экспедиция под руководством Ф.П. Рябушинского, изучавшая природные условия, растительный и животный мир района. Участник экспедиции С.А. Конради в 1910 году впервые посетил и описал геотермальную активность в этом районе (а именно, Нижне-Кошелевское термальное поле).

Летом 1931 г. экспедицией дальневосточного районного геологоразведочного управления под руководством Н.И. Лазаренко (Лазаренко, 1933) на юге Камчатки проводились поисковые работы на серу, пемзу, нефть и другие полезные ископаемые.

В 1934 г. экспедиция Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института (ЦНИГРИ), под руководством Д.К. Александрова (Александров, 1935), начала работы по изучению термальных вод с целью их практического использования в лечебных целях.

С 1935 г. в поселке Паужетка организована вулканологическая станция Академии Наук СССР и ведутся регулярные наблюдения за активностью близлежащих вулканов: Кошелевский, Камбальный, Ильинский и Желтовский. В это же время (1935-1936) В.И. Влодавцом выполнены работы, которые позже были опубликованы в монографии «Каталог действующих вулканов СССР», в которой приводится, среди прочих, описание вулкана Кошелевский, отнесенного им к потухшим вулканам (Влодавец и др., 1957).

В 1937 г. составлена первая геологическая карта Южной Камчатки масштаба 1:1000000 в ходе исследования геологического строения в районе рек Озерной, Галыгиной, Инканюш, и Ходутка группой под руководством Б.И. Пийпа.

В 1950-1951 гг. комплексная экспедиция Института Курортологии под руководством В.В. Иванова провела обследование Паужетских источников, впервые были получены химические составы термальных вод и газов.

В 1952 г. партия 5-го Геологического Управления провела на юге Камчатки комплексную геолого-гидрогеологическую съемку масштаба 1:500000 под руководством В.М. Чапышева. В 1953 г. С.И. Набоко был собран значительный материал по химизму вод геотермальных полей, приуроченных к Кошелевскому вулканическому массиву: Нижне- и Верхне-Кошелевских, а также Сивучинских источников (Набоко, 1954).

В районе Кошелевского вулканического массива и бассейна р. Паужетки в 1955 г. Лабораторией вулканологии под руководством А.Е. Святловского выполнено геолого-гидрогеологическое исследование (Святловский, 1956).

В 1957 г. начато комплексное изучение Паужетских термальных источников; созданы пункты режимных наблюдений, проведено детальное топографическое и геологическое картирование, выполнен большой комплекс геофизических работ. В 1958 г. начаты буровые работы.

В 1959 г. в районе Кошелевского вулканического массива выполнена геологическая съемка масштаба 1:10000 под руководством С.Е. Апрелькова, на основании которой Кошелевский вулканический массив разделен на три разновозрастные постройки: Западно-, Средне-, и Восточно-Кошелевский. В тот же год в районе Паужетских горячих источников выполнена комплексная геолого-гидрогеологическая съемка масштаба 1:25000, охватывающая площадь 70 км² (Сугробов, Краевой, 1963).

В 1959-1963 г. выполнены поисково-разведочные работы, проводимые Паужетской гидрогеологической партией совместно со станцией Лаборатории вулканологии АН СССР.

В 1965 г. Курильской партией была закончена геологическая съемка масштаба 1:200000 листа М-57-П на востоке Южной Камчатки (Шеймович и др., 1966). В 1968 г. южная оконечность Камчатки (к югу от Кошелевского вулканического массива (КВМ)) была покрыта геологической съемкой масштаба 1:200000, выполненной партией Камчатского территориального геологического управления под руководством Ю.М. Слепова.

С 1969 г. район Южной Камчатки изучался группой Института вулканологии, возглавляемой Н.В. Огородовым. В результате изучения была опубликована монография под редакцией Ю.П. Масуренкова «Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки» (Масуренков и др., 1969), в которой Паужетская структура представлена как уникальный по проницаемости участок земной коры, через который происходит сброс и высвобождение избыточной энергии.

В 1969 г. с комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:50000 началось планомерное изучение Западного склона Кошелевского вулканического массива, где позже было выделено Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм. Съемка охватила площадь 300 км² и сопровождалась геофизическими работами и картировочным бурением. Это была первая кондиционная крупномасштабная съемка на активных вулканах Камчатки. В результате работ Кошелевский вулкан был разделен на несколько разновозрастных построек, и было выделено несколько вулканических построек, являющихся

в тектоническом плане самостоятельными структурами (Сережников и др., 1972; Сережников, 1974).

В 1970 г. начинается картировочное и поисковое бурение в районе КВМ, а также геофизические работы различного характера и масштаба. Для северной части изучаемой площади ранее была выполнена региональная аэромагнитная съемка масштаба 1:200000 (Ривош, Герхен, 1962). В ходе этих работ юг Камчатки был покрыт гравиметрической съемкой масштаба 1:1000000 (Бражаев и др., 1963). Для районов р. Третья Речка и р. Четвертая Речка сделана магнитная съемка и электроразведочные работы масштаба 1:25000, кроме того, в районе Нижне-Кошелевских терм проводились магниторазведочные, электроразведочные и гравиразведочные работы масштаба 1:10000 (Соловьев и др., 1970; Корякин и др., 1971).

В 1970-1973 гг. в районе Нижне-Кошелевского термального поля проводились буровые работы, задачей которых было изучение потенциала гидротермальной системы и возможности строительства геотермальной электростанции (ГеоТЭС) мощностью не менее 75 МВт. В ходе работ было пробурено пять поисковых скважин глубиной от 171 до 1201 м. С 1974 по 1984 гг. проводилось поисковое бурение, основная задача которого была сформулирована как «поисковые работы на Нижне-Кошелевском месторождении для выявления возможности вывода теплоносителя и предварительной оценки его ресурсов по категории С1 и С2 для обеспечения работы ГеоТЭС мощностью 94 МВт» (Писарева и др., 1984). К моменту прекращения производственных работ на месторождении было пройдено семь поисковых скважин глубиной от 853 м до 1526 м, три из которых вывели на поверхность теплоноситель и были опробованы.

С 2005 года Лаборатория геотермии Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в сотрудничестве с коллегами из других лабораторий и институтов проводит работы по изучению гидротермального процесса на площади Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.

2.1.3 Структурное положение района

В основе нижеизложенного описания лежат данные фондовых отчетов (Писарева и др., 1984; Сережников, 1979; Ворожейкина и др., 1980).

Объекты исследования находятся в пределах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района, расположенного на Южной Камчатке, в зоне сочленения трех крупных вулканических зон: Срединно-Камчатской, Восточно-Камчатской и Курильской.

Данное сочленение четко маркируется зонами глубинных разломов, которые прослеживаются в виде поперечных (по отношению к общей структуре островодужной системы) зон высоких градиентов силы тяжести, интенсивности магнитных аномалий, резких поперечных смещений, отдельных структурно-фациальных зон и изменений типов поперечной зональности в распределении структур. Данная граница проходит на 50 км севернее южной оконечности Камчатки (мыс Лопатка) и контролирует положение Камбально-Кошелевской группы вулканов. По данным геофизики мощность земной коры здесь не превышает 25 км.

В пределах данного района выделяется крупнейшая на Камчатке Паужетская вулканотектоническая структура (Кожемяка, Огородов, 1977). В современном виде Паужетская структура представляет собой пологий аккумулятивно-тектонический свод размером 35×55 км и площадью более 1600 км^2 , в ее центральной части находится Паужетская депрессия объемом до 300 км^3 (Долгоживущий центр..., 1980). По мнению ряда авторов (Апрелков, Шеймович, 1964; Мелекесцев и др., 1974; Сержников, 1979; Bindeman et al., 2010; Popomareva et al., 2018), данная структура связана с появлением одной из самых больших кальдер на Камчатке – Паужетской кальдеры. В плане данная структура имеет прямоугольную форму 20×26 км (рис. 3), объемы кальдерообразующего извержения оцениваются в 200 км^3 (Bindeman et al., 2010). Западная и северная граница кальдеры хорошо сохранились. Восточная и южная часть перекрыты более молодыми вулканами (Мелекесцев и др., 1974). Глубинное строение кальдеры остается малоизученным, имеются ограниченные данные только для площади Паужетского месторождения. Мощность вулканогенно-осадочных отложений в районе Паужетского месторождения достигает 600 м. По границам данной структуры широко распространены четвертичные вулканические образования, образующие в плане субкольцевую структуру (Долгоживущий центр..., 1980). Восточная часть кальдеры осложнена наложенной на нее более молодой кальдерой Курильского озера и постройкой крупного стратовулкана Ильинского (рис. 3). На западной границе кальдеры находится Кошелевский вулканический массив, а в центральной части – северная часть Камбального хребта с широко развитым кислым площадным вулканизмом, с юга хребет замыкает андезитовый вулкан Камбальный (Долгоживущий центр..., 1980). Камбальный хребет рассматривается как вулканотектоническое поднятие, представленное вулканогенно-осадочными породами, прорванными экструзивными телами андезитового и риолитового состава (Белоусов, 1978).

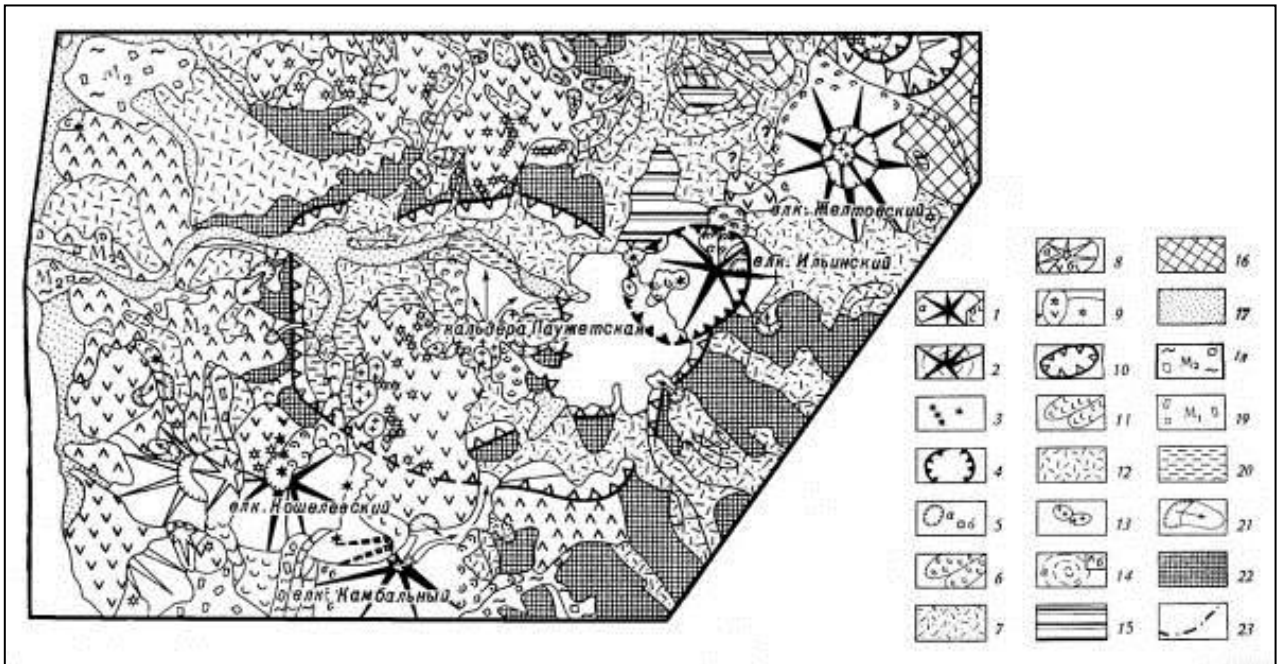


Рис. 3. Геоморфологическая схема Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района (Мелекесцев и др., 1974): 1 – хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднеплейстоценового-голоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушившиеся; 2 – мелкие щитовые вулканы позднеплейстоценового-голоценового возраста; 3 – шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоценового-голоценового возраста; 4 – голоценовые кальдеры; 5 – кратеры, выраженные и не выраженные в масштабе; 6 – лавовые потоки и равнины позднеплейстоценового-голоценового возраста; 7 – верхнеплейстоценовые-голоценовые пемзовые пирокластические покровы; 8 – в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные; 9 – шлаковые и лавовые конуса; 10 – средне-верхнеплейстоценовые кальдеры и вулканотектонические депрессии; 11 – лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста; 12 – средне-верхнеплейстоценовые пирокластические покровы; 13 – экструзивные купола; 14 – щитовые и щитообразные вулканы верхнеплиоцен(?)–нижнеплейстоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные; 15 – лавовые плато; 16 – участки вулканогенно-тектонического рельефа; 17 – аккумулятивные равнины позднеплейстоцено-голоценового возраста; 18 – морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения; 19 – морены I фазы верхнеплейстоценового оледенения; 20 – днища спущенных кальдерных озёр; 21 – сейсмотектонические обвалы и оползни; 22 – участки денудационно-тектонического рельефа; 23 – разломы, выраженные в рельефе.

2.2 Паужетская гидротермальная система

Одной из основных структур Паужетско-Камбально-Кошелёвского района является Паужетская гидротермальная система и приуроченное к ней одноименное геотермальное

месторождение. Паужетское месторождение достаточно хорошо изучено в процессе поисково-разведочных работ 1959-1963 гг. Ниже приведена краткая геологическая информация о районе Паужетской системы.

2.2.1 Стратиграфия

В основании разреза в районе Паужетской гидротермальной системы залегают палеоген-неогеновые образования. Данные образования вскрыты скважинами в долине р. Паужетка, а также обнажаются в районе горы Шумной и Ключевской, они представлены вулканомиктовыми песчаниками, сложенными эффузивами и пирокластикой базальтового и андезитового состава. В данных породах широко проявлены процессы вторичного минералообразования: хлоритизация и цеолитизация (Пийп, 1965; Белоусов, Гриб, 1971). В районе северо-западного подножья Камбального вулканического хребта данные отложения перекрыты туфогенно-осадочными породами четвертичного возраста. Данные отложения широко развиты в пределах Паужетской вулcano-тектонической депрессии, не имеют аналогов в других районах Южной Камчатки и хорошо изучены многими авторами (С.Е. Апрельков, В.В. Аверьев, В.И. Белоусов, В.М. Сугробов, Н.Е. Литасов). Общая мощность данных отложений достигает 800 м, они представлены морскими вулканомиктовыми песчаниками палеоген-неогенового возраста, которые переходят в толщу туфогенно-осадочных и туфогенных пород. Верхняя часть этой толщи была выделена в паужетскую свиту и разделена на три подсвиты: нижнюю, среднюю, верхнюю (Апрельков, 1971). В основе разделения лежат гранулометрический и химический составы. Нижняя паужетская подсвита представлена туфобрекчиями преимущественно андезитового состава, общей мощностью до 140 м. Формирование толщи происходило в результате деятельности вулканов, дававших обломочный материал преимущественно основного состава. По всей видимости, наиболее крупный центр вулканизма, с которым связано образование данной толщи, располагался на месте современного Кошелевского вулканического массива (Литасов, 1980). Средняя паужетская подсвита имеет мощность до 240 м и представлена псефитами андези-дацитового состава. Их образование, по всей видимости, связано с несколькими вулканическими центрами, деятельность которых привела к поступлению обломочного материала основного и кислого состава. Верхняя паужетская подсвита имеет мощность до 200 м и представлена алевропелитами и алевропсаммитами дацитового состава с прослоями песчаников и пепловых туфов. Формирование пепловых туфов верхне-паужетской подсвиты связано с длительной эруптивной деятельностью вулкана, развитие которого завершилось

катастрофическим взрывом и образованием впадины, занимаемой в настоящее время Курильским озером (Литасов, 1980).

2.2.2 Магматизм

Накопление мощного осадочного чехла в пределах Паужетской депрессии происходит на фоне внедрения в верхней части коры интрузий и субвулканических тел диорит-габродиоритов, сопровождающегося образованием даек и силлов, а также изливанием лав основного и среднего составов. Интрузивные и экструзивные комплексы широко распространены на северных склонах Камбального хребта. Как правило, небольшие экструзии имеют куполовидную форму. Более крупные экструзии имеют изометрическую форму или слагают небольшие хребтики (Белоусов, 1971). Экструзии небольших размеров находятся в окружении осадочных пород паужетской свиты. Например, экструзии: «Березовая роща», расположенная в нижнем течении руч. Быстрого; «Сыпучка» в 2.5 км ниже поселка Паужетка; «Купол» в верховьях руч. Светлого. Сами экструзивные тела не выходят на поверхность, однако вызывают нарушение залегания в приконтактной зоне пород паужетской свиты. В верховьях руч. Трудного описана прорванная экструзия с материалом, распространившимся поверх прорванной паужетской свиты. Таким образом, на площади Паужетского месторождения наблюдается внедрение экструзий, которое привело к поднятию горизонтально залегающих вмещающих пород паужетской свиты, их дроблению на блоки и образованию сложной системы разрывных нарушений (Белоусов, 1971).

2.2.3 Гидротермальная система

По результатам разведочных работ Паужетского месторождения термальных вод, а также работ по изучению термальных полей Камбального вулканического хребта, было высказано предположение, что данные термоаномалии являются проявлениями единой гидротермальной системы (Сугробов, 1966; Белоусов и др., 1976). В результате бурения на Паужетском месторождении было вскрыто два водоносных напорных комплекса, приуроченных к псефитовым туфам паужетской свиты и палеоген-неогеновым вулканомиктовым песчаникам. Верхний водоносный комплекс отделен от грунтовых вод водоупорным горизонтом относительно непроницаемых алевропелитовых туфов. Нижний водоносный комплекс отделен от верхнего туфобрекчиями паужетской свиты и спекшимися туфами (Белоусов и др., 1976). В настоящее время имеется несколько взглядов на источники

питания Паужетского месторождения. По полученным данным об условиях залегания водоносных горизонтов, а также ограничивающих их водоупорных горизонтов показано, что западный склон Камбального хребта соответствует артезианскому склону. По характеру отложений и их распространенности на западных склонах Камбального хребта был сделан вывод о том, что горячие напорные подземные воды могут иметь существенное распространение (Белоусов и др., 1976). Существует также другая точка зрения, основанная на результатах более позднего бурения, данных о вторичной минерализации в разрезе месторождения и структурно-геологическом анализе района, показывающая, что для формирования Паужетской гидротермальной системы возможно существование собственного глубинного, а не наведенного источника тепла – длительноживущего интрузивного комплекса, подпитываемого периферическим магматическим очагом (Структура гидротермальной ..., 1993).

2.2.4 Тектоника

Породы Паужетской свиты, выходящие на поверхность в пределах Паужетского месторождения, характеризуются северо-западным падением с углами наклона 10-30°. Максимальные значения наблюдаются в осевой части хребта и могут достигать на отдельных участках 40-60°. Месторождение расположено в области Паужетской впадины, сформированной благодаря образованию Камбального вулканического хребта (Сугробов, 1963). В пределах месторождения было выделено несколько тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Данные тектонические нарушения были выделены по данным гидрологического и температурного опробования, по геофизическим данным, а также подтверждены результатами бурения и прослеживаются на всем рассматриваемом участке (Сугробов, 1963, Структура гидротермальной ..., 1993). Все тектонические нарушения представлены трещинными зонами, как правило, юго-восточного падения мощностью от 3 до 13 м и представлены серией субпараллельных трещин (Сугробов, 1963). Существующие разломы, с различными амплитудами смещения по ним, создают сложную блоковую структуру района. Основными структурами здесь являются Паужетский грабен и многоступенчатое Камбальное поднятие. Амплитуда вертикальных движений для каждой разломной зоны отличается, существуют как зоны без вертикальных движений (Сугробов, 1963), так и с участками опускания до 150 м (Структура гидротермальной ..., 1993).

2.3 Кошелевский вулканический массив

На границе Паужетской вулкано-тектонической структуры, в ее юго-западной части, находится крупный Кошелевский вулканический массив, который имеет вытянутую в субмеридианальном направлении форму и протяженность до 10 км. С данным массивом связана существующая в его недрах Кошелевская гидротермальная система. Ниже приведена геологическая информация, связанная с Кошелевским вулканическим массивом.

2.3.1 Тектоника

В результате многолетних работ по изучению геологического строения в районе Кошелевского вулканического массива были выделены следующие основные структурные элементы (Сережников, 1974) (рис. 4): массив Третья Речка, массив Дед и Баба, Кошелевский вулканический массив, Приморская депрессия. Разрывные нарушения, выделенные в районе вулканической постройки и являющиеся границами структурных элементов, подразделяются на два типа: внутрискрутурные и региональные.

Кошелевский вулканический массив сложен пятью разновозрастными вулканическими постройками и имеет двухъярусное строение (рыхлые отложения не выделяются в отдельный ярус, так как синхронны образованиям молодых вулканов). В нижний ярус каждого вулкана входят более древние вулканы (отложения алнейской серии, плиоценовой толщи, реже древнечетвертичных вулканов, а на отдельных участках – интрузии), в верхний ярус входит толща соответствующей вулканической постройки. Характерной чертой тектоники Кошелевского вулканического массива является полоса кольцевых разломов, имеющих северо-западное направление. Из радиальных разломов хорошо выражены разрывы Западно-Кошелевского вулкана, веерообразно рассекающие его сомму.

Среди региональных разломов выделены: 1) Большой Кольцевой; 2) Северо-Восточная и 3) Шумная зоны разломов. Также выделяются гипотетические глубинные разломы: 4) Приморский и 5) Северо-Западная группа разломов (рис. 4). Северо-Восточная зона разломов протягивается от верховьев р. Четвертой речки через район Нижне-Кошелевских термопроявлений до середины течения р. Лево́й Шумной и далее. Картировочным бурением установлено, что в районе Нижне-Кошелевского термопроявления амплитуда смещения по основному разлому составляет не более 100 м. Здесь к нему приурочены установленные и предполагаемые центры плиоценового вулканизма и многочисленные субинтрузии.

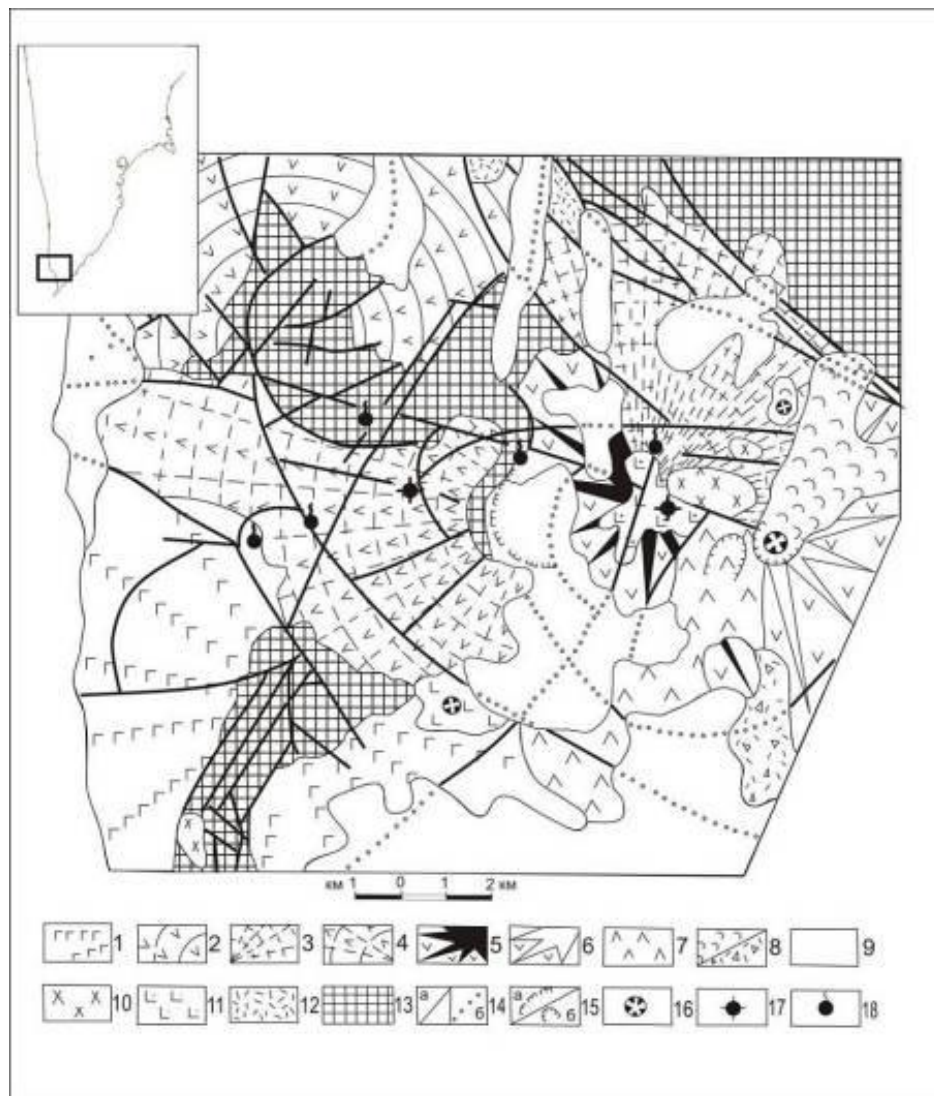


Рис. 4. Схематическая карта геологического строения Кошелевского вулканического массива с указанием термопроявлений (Вакин и др., 1976): 1, 2 – эффузивные и пирокластические образования нижнечетвертичных вулканов: 1 – вулкан Дед и Баба ($\alpha\beta Q_I$); 2 – вулкан Третья Речка ($\alpha\beta Q_{II}$); 3-8 – эффузивные и пирокластические образования Кошелевского вулканического массива: 3 – вулкан Древний (αQ_{II}); 4 – вулкан Западный (αQ_{III}^1); 5 – вулкан 1545 (Валентин) (αQ_{III}^2); 6 – вулкан Восточный (βQ_{III-IV}); 7 – вулкан Центральный ($\alpha\beta Q_{III-IV}$). 8 – образования Активного кратера: а) лавовые потоки (βQ_{IV}), б) отложения направленного взрыва (Q_{IV}); 9 – рыхлые отложения различного генезиса ($Q_{II-Q_{IV}}$); 10 – экструзии голоценового возраста: а) андезито-дацитов и дацитов ($\alpha\gamma Q_{IV}$), б) базальтов (βQ_{IV}); 11 – субвулканические интрузии долеритов (βQ_{III-IV}); 12 – дочетвертичные эффузивы (αN_1-N_2); 13 – разрывные нарушения: а) прослеженные и расшифрованные по аэрофотоснимкам, б) под рыхлыми отложениями; 14 – а) кальдеры; б) эродированные кратеры и воронки взрывов; 15 – кратера эффузивных и шлаковых конусов; 16 – термальные поля (парогидротермы); 17 – термальные источники.

Благодаря этому обстоятельству район Нижне-Кошелевских терм характеризуется положительной гравитационной аномалией северо-восточного направления, которая выделена на карте 1:1000000. Шумная зона разломов проходит через северо-восточную часть региона и отделяет подножье древнего (верхнемиоцен-плиоценового) вулкана, реликтом которого является Паужетская кальдера, от более молодых образований. Большой кольцевой разлом, по мнению А.И. Серезникова (1974), является самым крупным разрывным нарушением Южной Камчатки. Он прослеживается от долины р. Левая Третья Речка до подножья Камбального вулкана и далее к Курильскому озеру. Общая протяженность данной структуры достигает 45 км (рис. 4). Данная структура хорошо выражена в вариациях магнитного поля, особенно в районе р.левой Третьей Речки, а сам разлом представлен узким каньоном по всей долине. Далее разлом перекрывается толщей отложений Кошелевского вулкана, в связи с чем в рельефе практически не выражен. Это обстоятельство указывает на среднечетвертичный возраст последних, наиболее значимых, движений данной структуры. Скважинами в районе Нижне-Кошелевского участка вскрыты отложения, фиксирующие вертикальные движения высотой до 200 м. Существование Приморского глубинного разлома предполагается по приуроченности древнечетвертичных эруптивных центров к субмеридиональной линии (Серезников, 1974).

2.3.2 Стратиграфия района

С верхнего миоцена по настоящее время район Паужетской вулcano-тектонической структуры и приуроченного к ней Кошелевского вулканического массива являются местом аккумуляции вулканогенного материала (Серезников, 1974). Характер вулканизма рассматриваемого района несколько раз менялся: в верхне-миоцен-плиоценовое время был базальтовый с высокой степенью эксплозивности; в плиоцене он был преимущественно представлен андезитовыми лавами; нижнечетвертичные вулканические постройки являются стратовулканами с андезитобазальтовым составом образований; в среднечетвертичное время возник Кошелевский вулканический массив. На рис. 5 приведены разрезы скважин 8 и 10, пробуренных в районе Нижне-Кошелевского термального поля и Сивучинских горячих источников. Ниже дано описание разреза, полученное по результатам разведывательного бурения (рис. 6), в районе Нижне-Кошелевского термального поля (Серезников, 1974).

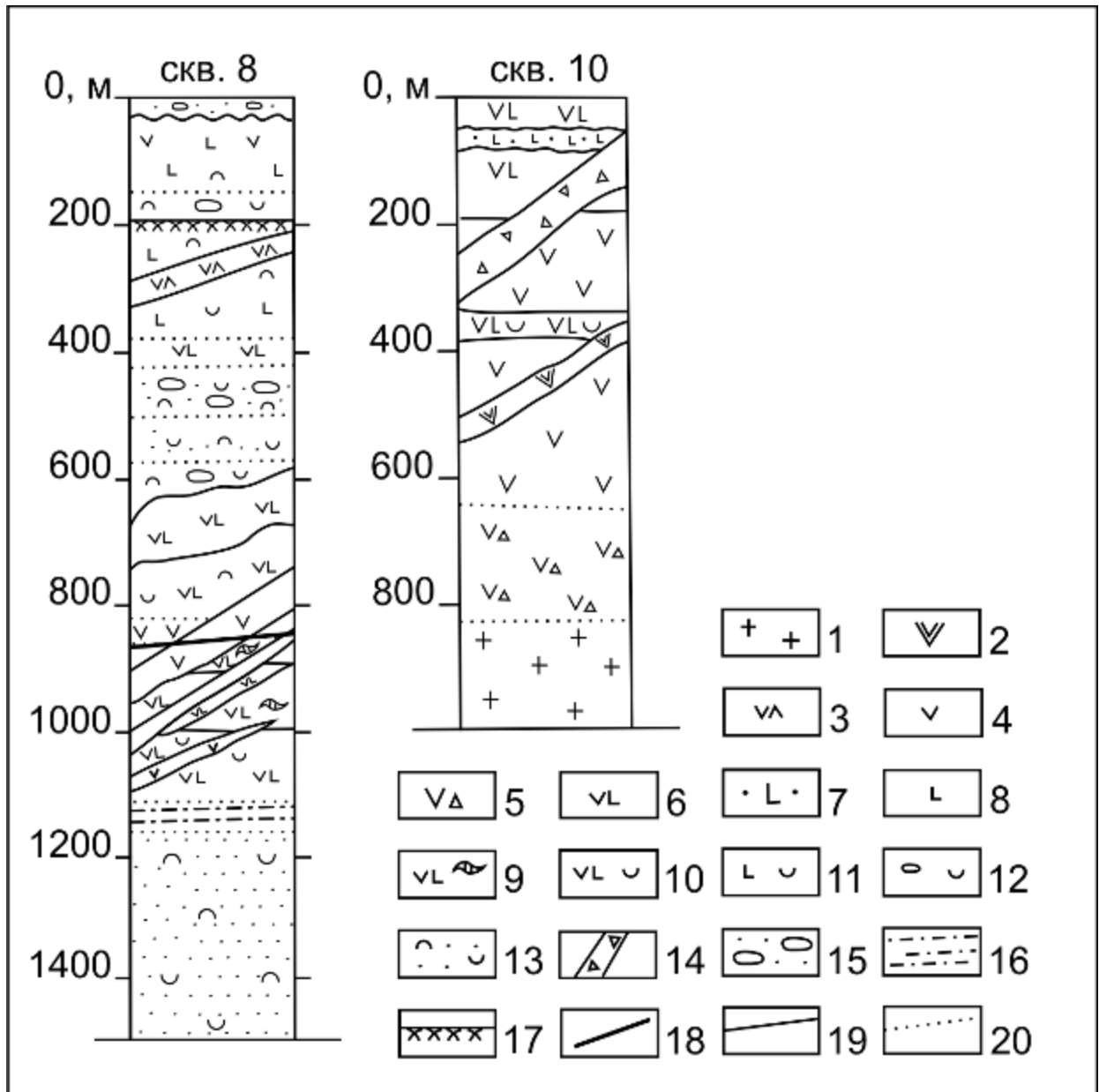


Рис. 5. Геологические разрезы, построенные по скважинам 8 и 10 (Писарева и др., 1984): 1 – диоритовые порфириты и диориты; 2 – андезитовые дайки; 3 – андезидациты; 4 – андезиты; 5 – ксенобрекчии андезитов, субинтрузии; 6 – андезибазальты; 7 – туфы базальтов; 8 – базальты и долериты; 9 – брекчиевые лавы; 10 – туфы андезибазальтов; 11 – туфы базальтов; 12 – туфоконгломераты; 13 – песчаники вулканотерригенные; 14 – зона брекчирования; 15 – рыхлые отложения; 16 – алевролиты вулканотерригенные; 17 – кора выветривания; 18 – главная зона вывода перегретых вод; 19 – границы разновозрастных образований; 20 – границы фациальных разновидностей.

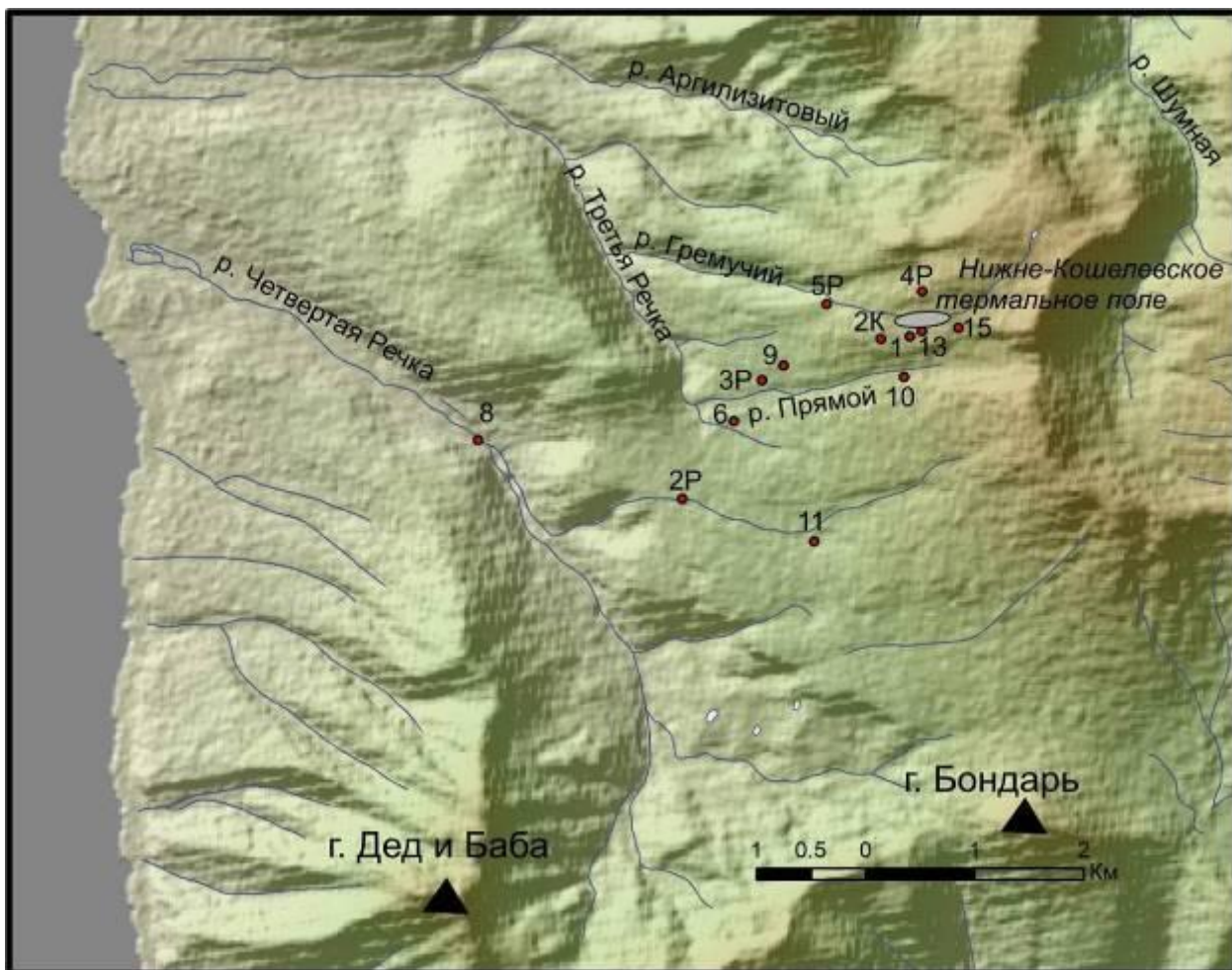


Рис. 6. Схема расположения скважин в районе Ниже-Кошелёвского термального поля, пробуренных в ходе поисковых работ с 1974 по 1981 г.

Анавгайская серия (верхний эоцен – нижний миоцен). Отложения этой серии были вскрыты во время бурения на глубине 850-1500 м. Серия представлена зеленовато-серыми вулканогенно-терригенными песчаниками, конгломератами и гравелитами с редкими прослоями туфов андезибазальтового состава; вся серия характеризуется углами падения до 20°. Данные образования характеризуются монотонным составом, отсутствием слоистости, породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению.

В составе Анавгайской серии выделяется Березовская свита, сложенная вулканотерригенными песчаниками, аналогичными породам, вскрытым в основании Паужетского месторождения и обнажающимся в районе Курильского озера.

Алнейская серия (верхний миоцен-плейстоцен). Вулканиды алнейской серии на поверхности не обнаружены. Они вскрываются скважинами в двух местах: а) на побережье Охотского моря под современными морскими отложениями и б) в районе Ниже-

Кошелевского термального поля. Разрез алнейской серии представлен переслаиванием агломератов, агглютинатов и туфобрекчий преимущественно андезитобазальтового и базальтового состава с лавами того же состава. Мощность образований алнейской серии в скважине, расположенной в районе Нижне-Кошелевского термопроявления, составляет 857 м; в районе Охотоморского побережья – 306 м. Эти отложения перекрыты вулканитами древнечетвертичного вулкана Дед и Баба (Сережников, 1974).

Толща «железистых» лав (плиоцен). Выходы плиоценовой толщи описаны на двух разобщенных участках: в верховьях р. Четвертая Речка и в бассейне р. Третья речка (Сережников, 1974). Толща характеризуется преимущественно лавовым составом, с преобладанием андезитов, но есть и более основные разности. При этом образования обоих пространственно разобщенных участков являются синхронными и отнесены к одной толще. В палеовулканологическом плане выходы плиоценовой толщи приурочены к ядрам двух различных нижнечетвертичных вулканических построек и фиксируют, скорее всего, начальные этапы деятельности этих вулканов. Мощность образований плиоценового возраста в скважинах достигает 1000 м. Вопрос о возрастном взаимоотношении вулканитов плиоценовой толщи с образованиями Алнейской серии остается открытым (Писарева и др., 1984).

Нижнечетвертичные образования. В районе известны три вулканические постройки нижнечетвертичного возраста: вулканы Дед и Баба, Третья Речка и Явинский. Все три вулканических массива являются почти синхронными по возрасту. По своему размеру нижнечетвертичные массивы почти равны друг другу, их периметры составляют 12-15 км, что сопоставимо с периметром действующего вулкана Камбальный. Происхождение этих вулканических построек связывают с единым, относительно древним, разломным швом, вытянутым в субмеридиальном направлении вдоль Охотского побережья более чем на 40 км. Примечательно, что более молодой вулканизм района (вулканы Кошелевского массива), связан с глубинным разломом перпендикулярной субширотной ориентации.

Среднечетвертичные–современные образования. К этому времени приурочено образование Кошелевского вулканического массива, который, как указано выше, состоит из пяти разновозрастных конусов (вулканов): Древне-Кошелевский, Западно-Кошелевский, вулкан 1545 (вулкан Валентин), Центрально-Кошелевский и Восточно-Кошелевский. В центральной части массива сохранилась дугообразная стенка взрывного происхождения названная Активным Кратером (рис. 4). В центральной части постройки (к северо-западу от Активной воронки) находится серия субвулканических интрузий и экстррузивных куполов различного возраста и состава. Формирование Кошелевского вулканического массива

началось в среднем плейстоцене (отдельные его постройки испытывали воздействие обеих фаз верхнеплейстоценового оледенения), а последние излияния происходили, по-видимому, в историческое время. Максимальной силы вулканизм Кошелевского вулканического массива достиг в верхнем плейстоцене, а в голоцене активность постепенно сокращалась, и началось разрушение его построек. Современная активность Кошелевского вулканического массива связана с проявлениями высокотемпературных гидротерм, по мощности близких к fumarольным полям некоторых активных вулканов (Святловский, 1956; Вакин и др., 1976). Все современные гидротермальные проявления сосредоточены на площади массива и не отмечались на более древних образованиях.

Верхнечетвертичные современные рыхлые отложения и вулканиты, не относящиеся к Кошелевскому вулканическому массиву. В районе Кошелевского вулкана также распространены рыхлые отложения разного возраста и генезиса, наиболее древним из них являются ледниковые отложения. Выделены две фазы верхнеплейстоценового оледенения. Отложения первой, более древней фазы оледенения, характеризуются пестрым составом обломочного материала и приуроченностью к долинам крупных рек. Отложения, как правило, состоят из скопления крупных глыб и валунов с небольшим количеством супесчаного заполнителя, среди грубообломочного материала встречаются пемзовые пески, глины, гравелиты и галечники. Мощность отложений в долине р.левой Шумной составляет 50-70 м, в бассейне р.Первой Речки – 30-35 м, в среднем течении р.Четвертая Речка – 40-50 м.

2.3.3 Магматизм

Интрузивные образования в районе Кошелевского вулканического массива представлены многочисленными субвулканическими телами и дайками. Их возрастное расчленение основано на соотношениях с вмещающими стратифицирующимися вулканитами.

Плиоценовые субвулканические интрузии оливин-клинопироксеновых габбро-порфиритов встречены в разрезе картировочной скважины 1-К (интервалы 596-670 м и 730-800 м) среди образований алнейской серии и представлены габбро-порфиритами, имеющими полнокристаллическую структуру, а по своему составу аналогичны лавам алнейской серии. Предполагается силлоподобное залегание субинтрузий мощностью до 70 м.

Плиоценовые субинтрузии двупироксеновых диоритовых порфиритов вскрыты несколькими скважинами в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии. Они залегают в

нижних частях разреза плиоценовой толщи туфобрекчий и эруптивных брекчий, отличаясь от них текстурой, структурой, и характером гидротермальных изменений. Мощность диоритовых порфиритов может достигать 350 м. Предполагается, что они слагают штокообразные тела с многочисленными апофизами.

Субвулканические интрузии и дайки плиоцен-нижнечетвертичных долеритов имеют большое распространение среди плиоценовой толщи и обнажаются в верховьях р. Четвертой Речки. Многочисленные дайки такого же и сходного состава встречены в поисковых скважинах в районе Нижне-Кошелевского термального поля. По петрографическому составу среди названного комплекса можно выделить оливин-пироксеновые долериты, микродолериты и базальты, пироксеновые габбро-диориты, оливиновые габбронориты, реже встречаются переходы к двупироксеновым андезитам. При этом крупные штокообразные тела в верховьях р. Четвертой Речки (площадью до 2 км²) сложены полнокристаллическим породами, а дайки Нижне-Кошелевского участка обычно представлены базальтами, андезибазальтами, микродолеритами, габбро-порфиритами. Мощность даек измеряется иногда десятками метров.

Субвулканические интрузии нижнечетвертичных двупироксеновых андезитов и долеритобазальтов развиты среди нижнечетвертичных вулканитов. Крупное силлоподобное тело андезитового состава обнаружено в правом борту р. Четвертая Речка (в районе высоты 620 м) и приурочено к пологому взбросу, его возраст определен как нижнечетвертичный. Дайки андезитов и андезибазальтов очень сходного облика вскрыты поисковой скважиной 2-П среди нижнечетвертичных образований вулкана Дед и Баба. Общей особенностью нижнечетвертичных субинтрузий в этом районе является их насыщенность обломками глубинной интрузии, имеющей состав от кварцевого моноцита до габбро-диорита.

Верхнечетвертичные субвулканические интрузии и дайки. Данные образования делятся на три группы.

К первой группе относятся субвулканические породы в эрозионной воронке Вулкана 1545, в районе Верхне-Кошелевского термального поля, преимущественно, это долериты и микродолериты, близкие по своей петрологии к нижнечетвертичным. Иногда встречаются постепенные переходы к сходным, по внешнему виду, породам андезитобазальтового и андезитового состава.

Ко второй группе относятся субинтрузии верхнечетвертичных андезитов, представленные хорошо выраженными в рельефе субвулканическими телами, два из них отмечены в левобережье р. Средней Шумной и одно к востоку от эрозионной выемки Верхне-Кошелевских парогидротерм, между г. Фумарольная и г. Ураган. Все три тела являются либо

некками, либо малоглубинными куполовидными телами, которые подверглись воздействию эрозии. Все тела подвержены сольфатарной переработке. Контакты с вмещающими породами завалены глыбовым материалом. Породы представлены, в основном, двупироксеновыми андезитами, переходящими участками в микродолериты с фрагментами андезидацитов.

Третья группа представлена верхнеплейстоценовой-голоценовой экструзией г. Фумарольная, находящейся в центральной части Кошелевского вулканического массива. В плане постройка представлена куполом, имеющим изометрическую форму, с поперечником 1-1.5 км, и высотой 350 м, купол хорошо выражен в рельефе, имея плавные очертания склонов и острую вершину. Контакты с вмещающими породами перекрыты осыпями сольфатарно и гидротермально измененных пород. Восточные склоны частично перекрыты ледником. Основная масса пород подверглась сольфатарному изменению, на склонах повсеместно встречаются высыпки серы. Состав пород – андезиты. Образование купола г. Фумарольная явилось завершающим этапом формирования субвулканических проявлений в пределах центральной части массива.

2.3.4 Кошелевская гидротермальная система

В ходе поисково-разведочных работ на парогидротермы, проводимых в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии в 1974-1981 гг., был выполнен комплекс геофизических работ, включавший магнитометрическую площадную съемку, площадное электроразведывательное профилирование и сейсмические наблюдения (Шварц и др., 1984). В работе Е.А. Вакина с соавторами (1976) указано, что зона разгрузки Кошелевских гидротерм совпадает с небольшой положительной гравитационной аномалией. При этом цепь подобных аномалий вытягивается в северо-восточном направлении, что может указывать на существование разломной зоны и ее насыщение магматическим материалом. В работе Е.А. Вакина с соавторами (1976) также впервые была предположена связь термопроявлений Кошелевского вулкана с единой крупной гидротермальной системой, как писал сам автор: «гидродинамическая связь между Верхне- и Нижне-Кошелевскими термальными участками не установлена, хотя она и возможна, но единство теплового питания для этих термопроявлений не вызывает сомнения». Впоследствии существование гидротермальной системы под Кошелевским вулканическим массивом предполагали все исследователи, работавшие на данном объекте (Сережников 1979; Писарева и др., 1984; Ворожейкина и др., 1980; Рычагов, 2014; Калачева и др., 2016).

Основные данные по глубинному строению Кошелевской гидротермальной системы были получены в результате буровых работ на площади Нижне-Кошелевского участка Кошелевского месторождения (Писарева и др., 1984; Писарева, 1987; Поздеев, Нажалова, 2008). Так, в районе Кошелевской гидротермальной системы на участке Нижне-Кошелевского термопроявления было пробурено 17 скважин (рис. 6) (Писарева и др., 1984), максимальная глубина составляла 1526 м. Бурением были вскрыты два гидрогеологических яруса: верхний и нижний (рис. 7). Верхний ярус сложен потоками неизменных четвертичных лав с маломощными локально развитыми рыхлыми отложениями общей мощностью не более 200 м, которые вмещают холодные воды, а в зоне термопроявлений – как холодные, так и перегретые воды. Нижний ярус практически не выходит на поверхность (вскрыт в скважинах на глубинах свыше 50-200 м) и объединяет слабопроницаемую толщу дочетвертичных пород Паужетской свиты алнейской серии, вмещающих трещинно-жильные воды от слаботермальных до перегретых. По разрезу прослеживается уменьшение проницаемости пород сверху вниз, вызванное гидротермальными изменениями, здесь наблюдается образование кварцево-глинистых пород (Писарева, 1987). В кернах скважин встречены породы алнейской серии, прорванные многочисленными субвулканическими интрузиями и дайками. В средней и нижней части разреза эти породы интенсивно пропилитизированны, в них преобладают сульфатные воды, однако встречаются и хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды. Ниже по разрезу, во всех скважинах, было вскрыто крупное субвулканическое интрузивное тело, сложенное андезитами, андезитодацитами и их ксенобрекчиями, а также диоритовыми порфиритами и диоритами. Вблизи Нижне-Кошелевской термоаномалии кровля интрузии вскрывается на глубине 250 м, а западнее опускается на глубину до 600 м; максимальная вскрытая мощность составляет 900 м, средняя находится в пределах 300-600 м. В пределах данного интрузивного комплекса вскрыты горячие и перегретые воды, а так же зоны пара, приуроченные к разломным зонам, однако само интрузивное тело, во вскрытых интервалах, не является источником тепла. До глубины 800 м вскрываются сульфатные кальциево-натриевые воды, ниже находятся хлоридно-натриевые с высокой минерализацией. Помимо этого, были выделены отдельные зоны, представленные древними тектоническими брекчиями, сцементированными («залеченными») вторичными минералами: кварцем, пиритом, ангидритом, цеолитами, карбонатом. В таких зонах не было обнаружено современной циркуляции гидротермальных растворов, что объясняется процессами кольматации.

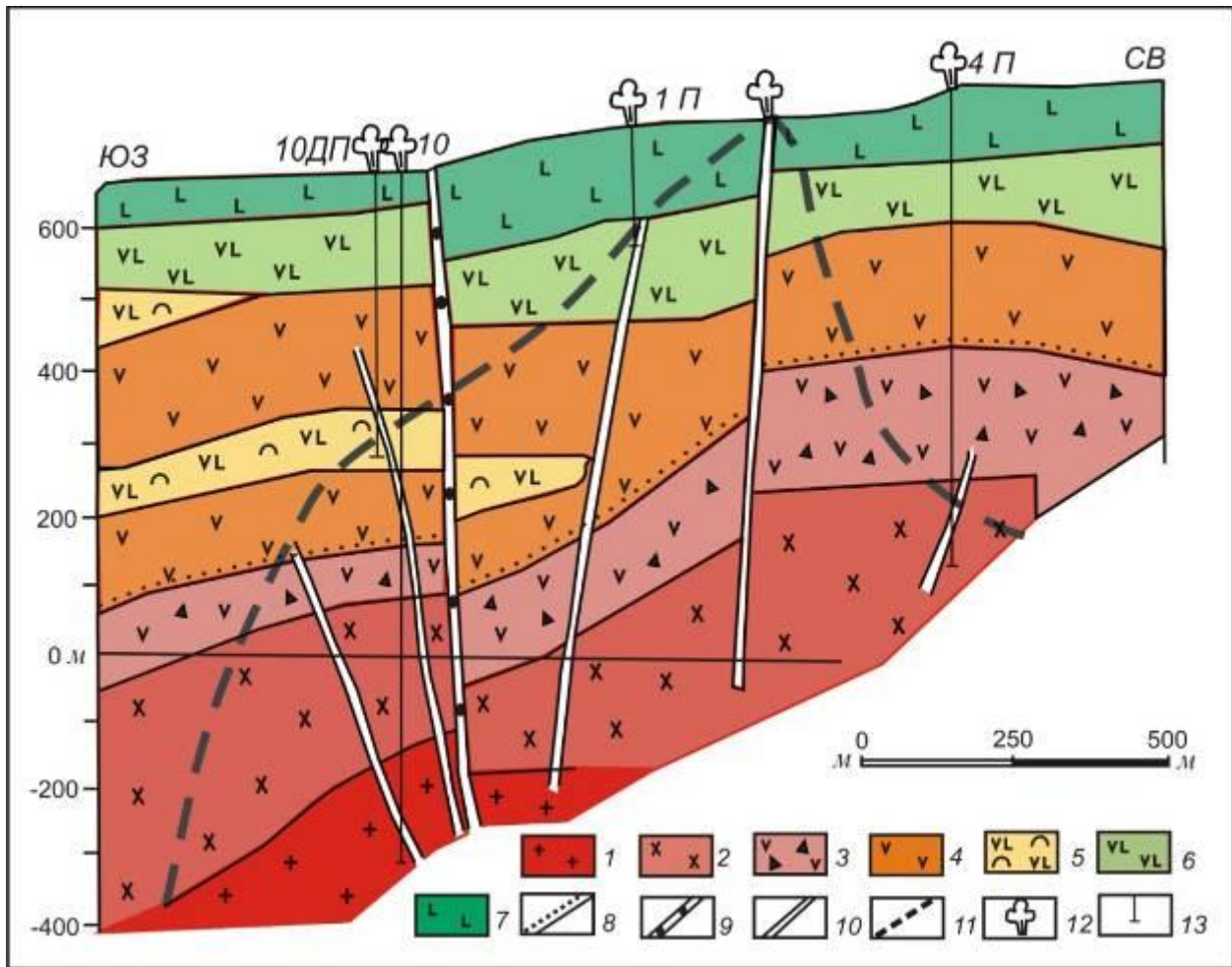


Рис. 7. Геологический разрез в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии (по Писарева и др., 1984 с дополнениями): 1 – диориты; 2 – диоритовые порфириды; 3 – мегабрекчии апикальной части интрузии; 4 – лавы андезитов; 5 – туфы и туффиты андезитов-андезибазальтов; 6 – лавы и туфы андезитов-андезидацитов; 7 – лавы и экструзии андезидацитов-дацитов; 8 – кровля интрузивного комплекса; 9 – разрывные тектонические нарушения, залеченные вторичными гидротермальными минералами; 10 – то же, проницаемые для современных гидротерм; 11 – граница зоны кипения гидротерм на основании гидродинамических испытаний в скважинах; 12 – выходы пара на дневную поверхность, естественные и из скважин; 13 – геотермальные скважины.

Пять скважин, пройденных в радиусе 500 м от Нижне-Кошелевской термоаномалии, вывели на поверхность пар с температурами до 240 °С. Верхняя граница пара находится на глубинах от 135 м до 685 м. Для остальных скважин глубина верхней границы пара была посчитана экстраполяцией температуры и давления на глубину. В результате расчетов зона пара представлена как неправильный конус, расширяющийся книзу (рис. 8). Вероятно, верхняя граница пара является неравномерной («пилообразной») в связи с поступлением пара к поверхности по системам трещин. По данным бурения нижняя граница, на которой был

вскрыт пар, составляет 950 м, однако, быстрое увеличение давления при закрытии скважины указывает на то, что пар поступает с больших глубин. Произведенные расчеты показали, что генерация пара может происходить на глубинах 2.5-3 км (Писарева и др., 1984).

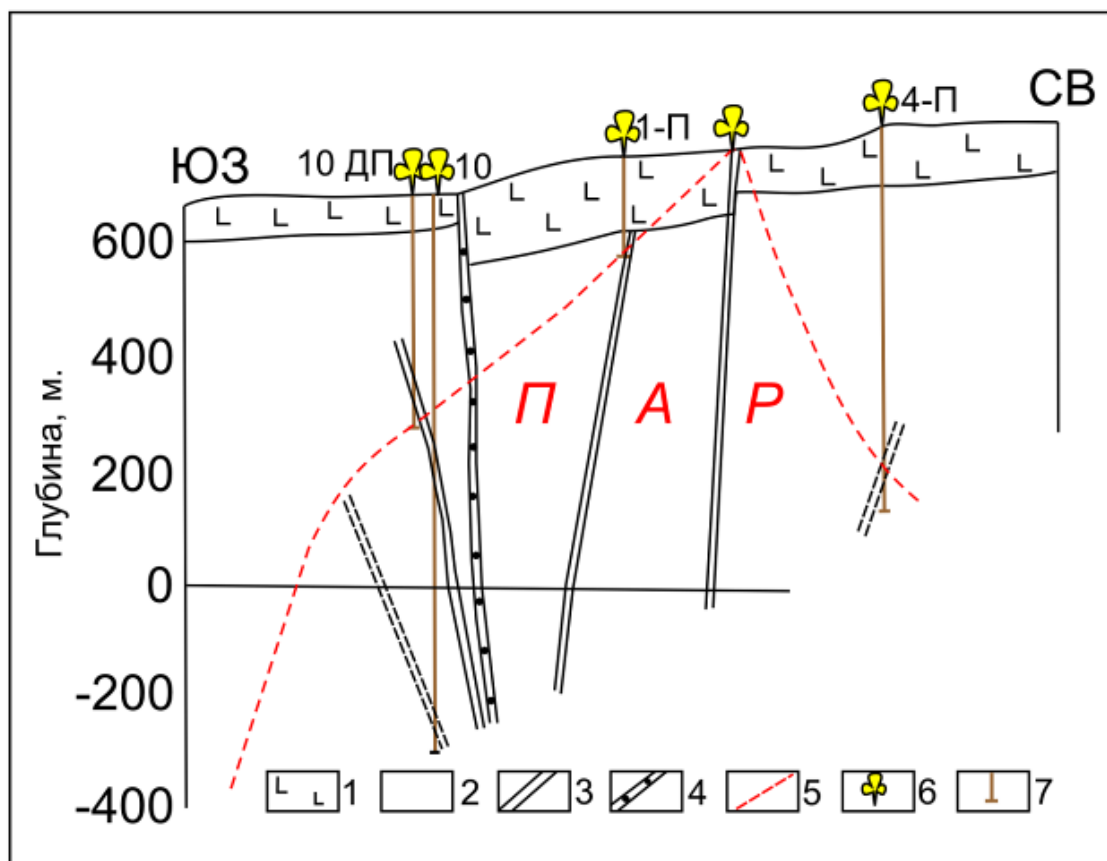


Рис. 8. Схематичный разрез в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии (по Писарева, 1987): 1 – четвертичные лавы, насыщенные преимущественно инфильтрационными водами; 2 – слабопроницаемые гидротермально измененные вулканиты и субвулканиты; 3 – открытые разломы и трещины; 4 – закольматированные более древние разломы; 5 – верхняя граница пара; 6 – проявления пара; 7 – буровая скважина.

На термальных полях Кошелевского вулканического массива состав разгружающихся растворов сульфатный аммониевый (Поздеев, Нажалова, 2008), а конденсат пара из глубоких разведочных скважин гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный. Во всех конденсатах отмечается высокое содержание хлора и иона аммония, что может говорить о его глубинной природе.

В состав газа входят CO_2 , N_2 , H_2 , H_2S , O_2 , Ar , He и Rn . Метан обнаружен практически во всех газовых пробах. Минимальный дебит углеводородов составляет 13 л/с, а

максимальный – 165 л/с. В центральной части Нижне-Кошелевского участка, в непосредственной близости от термального поля, в скважинах доминирующее положение занимает CO_2 , достигая 92 об. %, а по мере удаления к периферии (на запад) увеличивается содержание CH_4 , в некоторых пробах достигая 62 об. % (скв. 6). Вероятно, такая дифференциация объясняется (Поздеев, 2012) разностью температур в центральной части участка и на его границе, и, соответственно, окислением CH_4 на более горячих участках с образованием CO_2 и H_2O . Кроме того, в водах присутствуют повышенные концентрации Cl , B , S , что так же может говорить о глубинном источнике поступления этих компонентов (Вакин и др., 1976; Поздеев, Нажалова, 2008; Поздеев, 2012; Калачева, 2014; Калачева и др., 2016). Также в пользу глубинного происхождения питающего гидротермальную систему флюида говорит и соотношение изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($0.87-1.07 \times 10^{-5}$), указывающее на вероятную его связь с мантийным источником (Кононов, 1983; Поляк и др., 1979; Писарева и др., 1987).

2.4 Термопроявления Камбального вулканического хребта

Данные по геологическому строению Камбального вулканического хребта представлены в нескольких отчетах и статьях, основанных на полевых работах 1960-1980 годов, выполненных параллельно с изучением Паужетского месторождения (Огородов и др., 1980; Белоусов, 1978; Сугробов, 1963; Сывороткин, 1993).

2.4.1 Геологическое строение Камбального хребта

Камбальный вулканический хребет расположен в центральной части Паужетской депрессии и представлен серией разновозрастных вулканических построек разной степени эродированности. Наиболее крупные постройки формируют почти меридионально ориентированный ряд вулканов, расположенных на своде Камбального вулканического хребта (Сывороткин, 1993). Выделение количества вулканических построек в пределах Камбального вулканического хребта неоднозначно и интерпретируется авторами работ по-разному; в данной работе мы будем придерживаться данных, изложенных в работе Огородов с соавторами (1980). Формирование вулканов происходило с юга на север. В самой южной части Камбального хребта находится современный действующий вулкан Камбальный, единственное историческое извержение которого произошло в 2017 г. (Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017). Вулкан представляет собой шлаковый конус высотой 2161 м, в вершинной части постройки имеется центральный кратер размерами 620×570 м, к которому

на юге примыкает еще один меньший кратер в виде воронки взрыва диаметром до 200 м. Северный склон вулкана разрушен и представляет собой крупный полуцирк (Сывороткин, 1993). В пределах самой вулканической постройки выделено несколько вулканических образований. Современный стратовулкан сложен продуктами извержений, в основном, базальтового состава и представлен переслаиванием маломощных, до 3 м, лавовых потоков и пирокластики (Огородов и др., 1980). В основании голоценовой постройки залегает более древняя постройка, отнесенная Н.В. Огородовым с соавторами (1980) к плиоценовому вулкану Камбальный, а В.Л. Сывороткиным с соавторами (1993) к плейстоценовым образованиям, и разделена на два практически синхронно образовавшихся вулкана Камбальный Южный и Камбальный Северный.

Севернее, в верховьях ручья Кратерного, выделяется вулкан Термальный (Огородов и др., 1980), с которым связывают проявления гидротермальной активности Южно-Камбальной группы. Данная вулканическая постройка в центральной части является стратовулканом с преобладанием пирокластического материала, грубообломочных туфобрекчий и шлаков андезибазальтового состава; в восточной и привершинной части постройка представлена лавовыми потоками с переслаиванием тонкими прослоями шлаков и туфов.

К северу от вулкана Термальный в непосредственной близости находится вулкан Разваленный. Вулкан Разваленный сложен многочисленными лавовыми потоками андезибазальтового, андезитового и дацитового составов, практически без примеси шлаков.

Самой северной из крупных выделенных построек Камбального хребта является вулкан Черные Скалы. Разрез вулкана вскрывается эрозией на всю глубину и имеет четкую четырехслойную структуру. Нижняя часть разреза представлена тонкими лавовыми потоками андезибазальтов мощностью не более 50 м, которые перекрываются грубообломочными туфами лавобрекчий с отдельными прослоями лав, общей мощностью до 150 м. Далее разрез представлен туфами и туфобрекчиями, преимущественно базальтового состава. Верхняя часть разреза представлена лавовыми потоками с отдельными тонкими прослоями туфов и шлаков.

Кроме крупных вулканических построек в пределах Камбального хребта расположены небольшие базальтовые вулканические постройки различной степени сохранности и экструзивные тела, по возрасту относящиеся к плейстоцену-голоцену (Огородов и др., 1980).

Изучение сохранившихся построек, слагающих Камбальный хребет, показало близость их по составу, однако в процессе формирования Камбального хребта произошел переход от высокоэксплозивных извержений центрального типа к извержениям трещинного типа и далее к экструзивному этапу на завершающих этапах формирования хребта.

Уменьшение эксплозивности отразилось в уменьшении количества пирокластического материала в вулканических постройках, в основном, сложенных небольшими лавовыми потоками базальтового состава (Сывороткин, 1993).

2.5 Современная гидротермальная активность Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района

2.5.1 Термальные поля Паужетской гидротермальной системы

Паужетская система и связанное с ней одноименное геотермальное месторождение является одним из наиболее изученных на Камчатке (Паужетские горячие воды..., 1965; Гидротермальные системы... , 1976; Белоусов, 1978; Структура гидротермальной..., 1993; Рычагов, 2003). На месторождении выделяется несколько крупных термальных полей.

Верхне-Паужетское термальное поле является наиболее крупным (100×150 м в плане) (рис. 9). По данным бурения, проводимого в районе поля, установлено, что геологическая структура этого участка представлена тектономагматическим поднятием четвертичного возраста, определяющим движение восходящего потока хлоридно-натриевых термальных вод и отвечающим за образование длительно эволюционирующей зоны перехода жидкость-пар (Жатнуев и др., 1996). Вследствие кипения гидротерм на глубине от 50 до 150 м, в туфах и туффитах средне-паужетской подспиты образованы гидротермально-метасоматические брекчии кварц-адулярового состава, к которым приурочены комплексные геохимические барьеры таких элементов, как Au, Ag, As, В, К, Li и Rb. На поверхности поля разгружаются в основном слабокислые гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией до 500-600 мг/л, температуры растворов не превышают 98 °С.

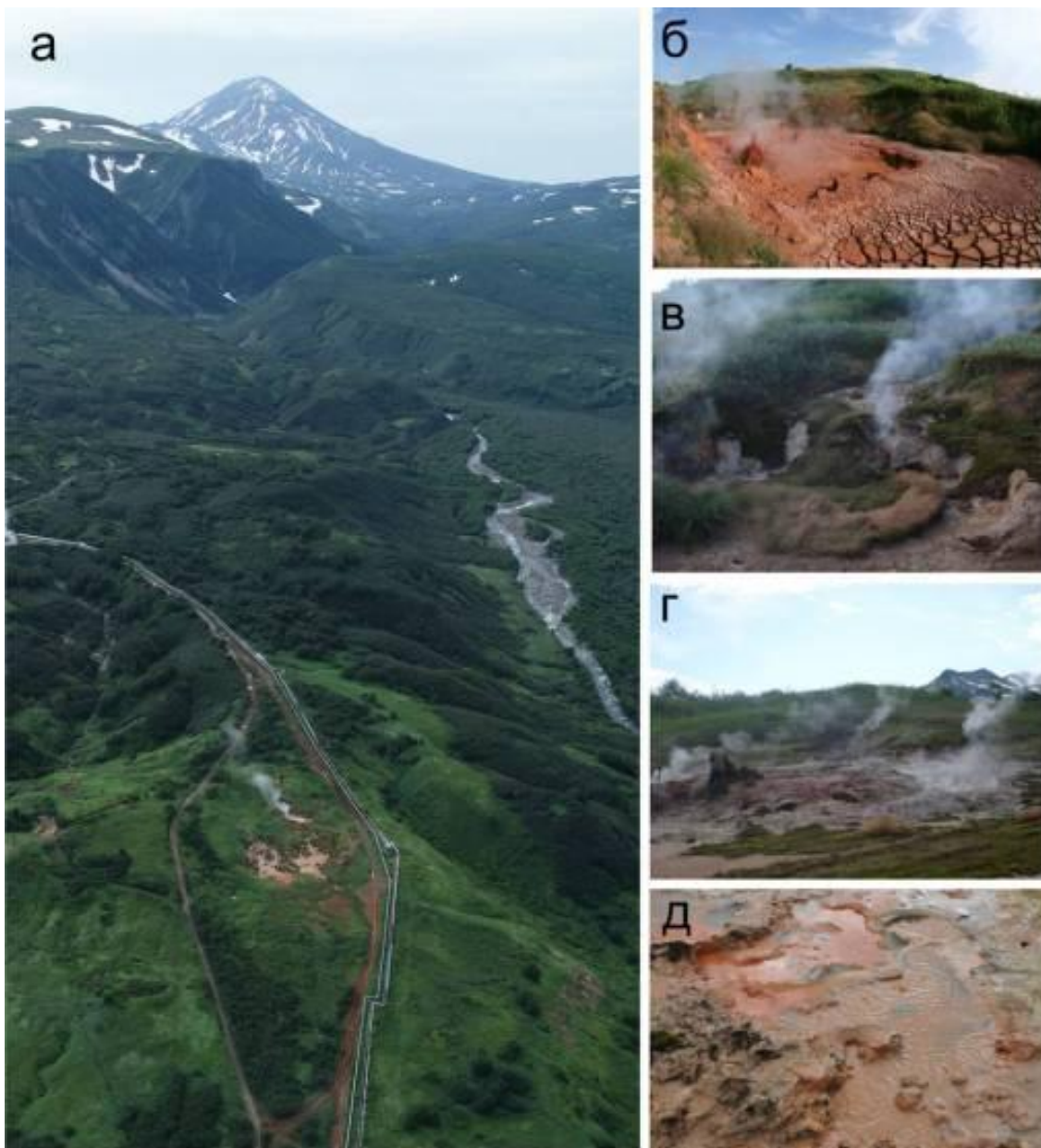


Рис. 9. Верхне-Паужетское термальное поле: а – вид на термальное поле сверху; б – грязевой котел; в – парогазовая струя; г – парящие грунты и парогазовые струи; д – грязеводные котлы (фото Чернов М.С., Нуждаев А.А).

В настоящее время поле имеет достаточно спокойный режим. Основными формами гидротермальной активности являются слабые паро-газовые струи и небольшие грязеводные котлы, мутные бессточные (рис. 10). В центральной части поля, в нижней части разгружается группа небольших котлов, от которой, только после обильных осадков, с поля вытекает небольшой ручей. В южной части поля работает крупный пульсирующий грязеводный котел, диаметром до 5-8 м. В период интенсивного снеготаянья и после крупных дождей данный котел интенсивно бурлит, на высоту до 2-3 м, в засушливое время – это грязевой котел,

разбрызгивающий глину на несколько метров. Парогазовые струи разгружаются по всему полю, всего их насчитывается порядка 25-30 по всей площади, разной мощности с расходом от 2-5 до 50 л/мин. Наиболее крупные струи находятся в эрозионных воронках диаметром до 1.5 м в западной части поля.

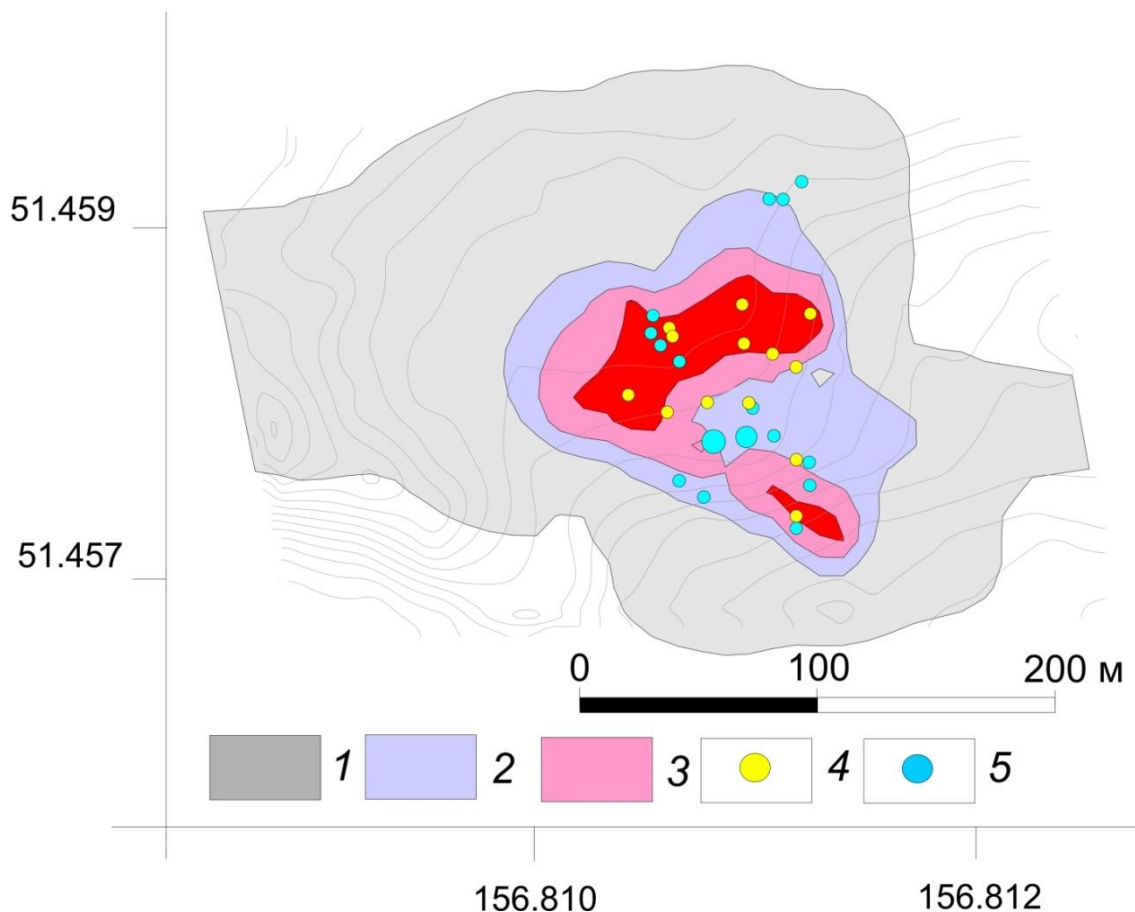


Рис. 10 Схема Верхне-Паужетского термального поля. Результаты площадной температурной съемки: 1 – площадь с температурами 20-40 °C; 2 – площадь с температурами 60-80 °C; 3 – площадь с температурами 80-100 °C; 4 – парогазовые струи; 5 – водные и грязеводные котлы.

Восточно-Паужетское термальное поле расположено на склоне Камбального хребта и относится к восточному флангу Паужетского геотермального месторождения (рис. 11). Поле находится на удалении в 1.5 км от эксплуатационных участков и, вероятно, характеризуется естественным термодинамическим и геохимическим режимом. Оно локализовано на пологом склоне в долине р. Лучший (правый приток р. Быстрый). Центральный участок размером 120×60 м выделяется активной разгрузкой парогидротерм. На удалении 150-300 м от участка отмечаются отдельные термальные площадки. Общий размер поля составляет 300×500 м.

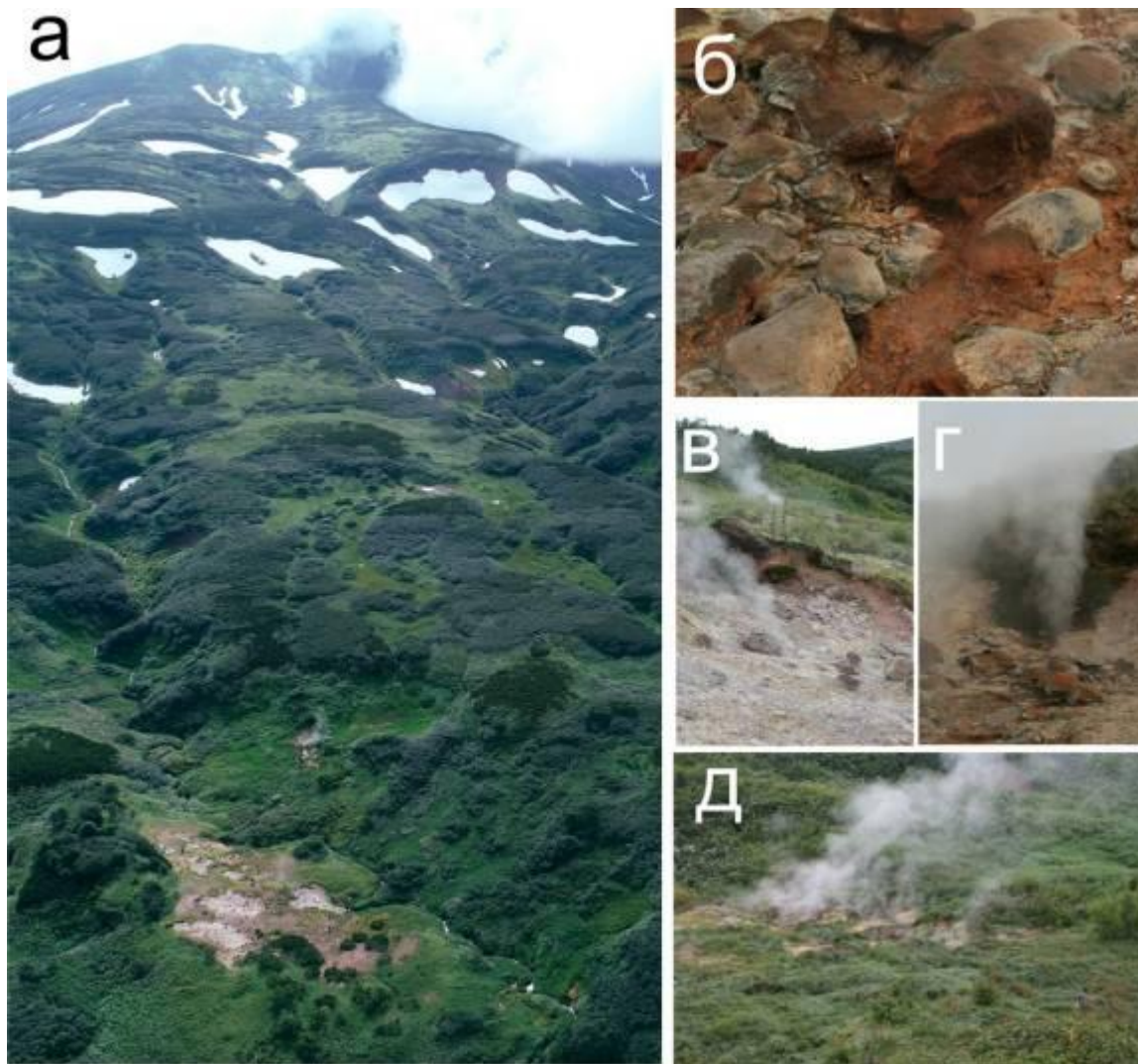


Рис. 11. Восточно-Паужетское термальное поле: а – вид на термальное поле сверху; б – небольшой кипящий котел; в – парящие грунты; г – парогазовая струя; д – группа парогазовых струй (фото Чернов М.С., Нуждаев А.А).

На наиболее активном участке поля (правый борт ручья) на поверхности развиты аргиллизированные породы, слагающие глинистую толщу – характерную для всех крупных термальных полей в данном районе. На площади поля разгружается несколько водных и грязеводных котлов: в наиболее активной части поля это небольшие котлы диаметром от 2-5 см до 20 см, находящиеся в крупной эрозионной воронке в центральной части поля. Несколько в стороне, примерно в ста метрах ниже по течению ручья Лучшего расположено несколько бессточных, крупных грязеводных и грязевых котлов, расположенных практически в русле ручья. Так же, несколько водных котлов, расположенных в северной части поля (рис. 12), образуют три крупных теплых лужи диаметром до 3 м. На левом борту ручья Лучшего, напротив основной разгрузки, расположен небольшой заболоченный участок,

где разгружается несколько водных котлов и парогазовых струй. Разгружающиеся на дневной поверхности термальные воды слабокислые сульфатные с широким катионным составом, минерализация не превышает 0.5-0.8 г/л. Парогазовые струи являются основными формами гидротермальной активности на поле. Всего насчитывается порядка 30 парогазовых струй различной мощности. Естественные струи маломощные с расходом от 2 до 60 л/мин. Также на поле имеется одна искусственная струя, в центральной части поля, на наиболее активном участке в эрозионной воронке – это устье небольшой скважины ручного бурения, работающее более 20 лет.

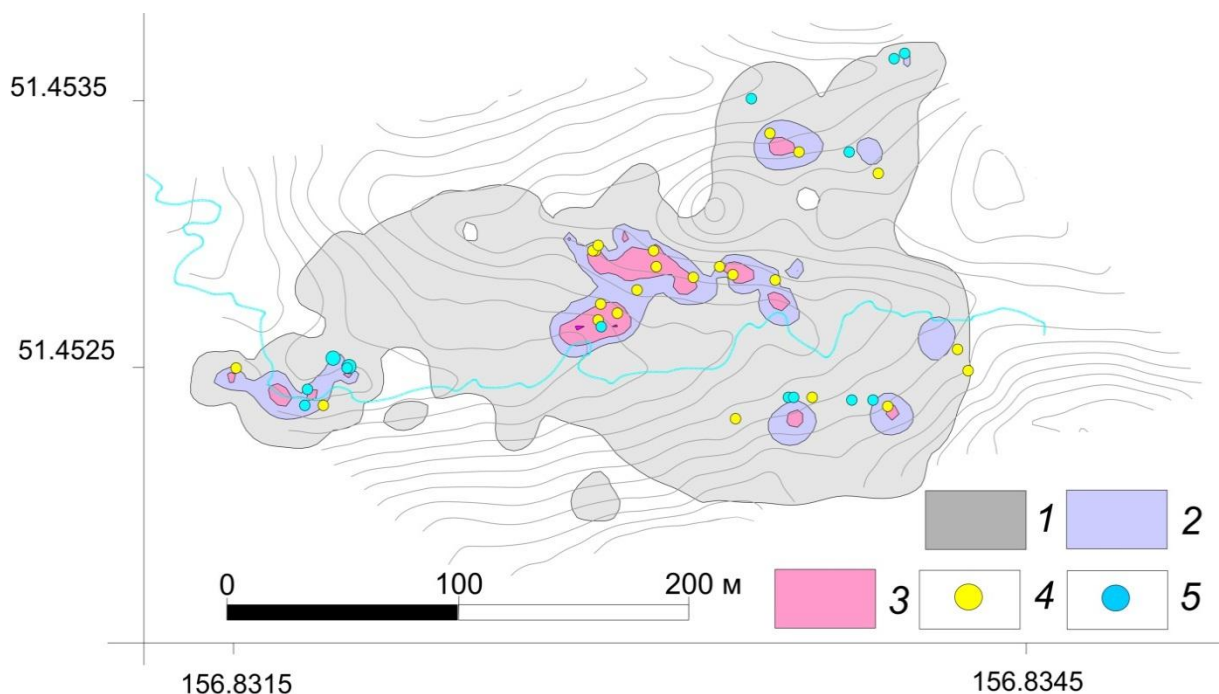


Рис. 12. Схема Восточно-Паужетского термального поля. Результаты площадной температурной съемки: 1 – площадь с температурами 20-40 °С; 2 – площадь с температурами 60-80 °С; 3 – площадь с температурами 80-100 °С; 4 – парогазовые струи; 5 – водные и грязеводные котлы.

2.5.2 Термопроявления Кошелевского вулканического массива

К Кошелевскому вулканическому массиву приурочено два крупных термальных поля: Нижне- и Верхне-Кошелевское.

Нижне-Кошелевское термальное поле расположено на западном склоне Кошелевского вулканического массива на абсолютных отметках 770-850 м и приурочено к отрицательной геоморфологической структуре, вытянутой на 500 м вдоль глубоко врезанного оврага в верховьях руч. Гремучий (рис. 13).

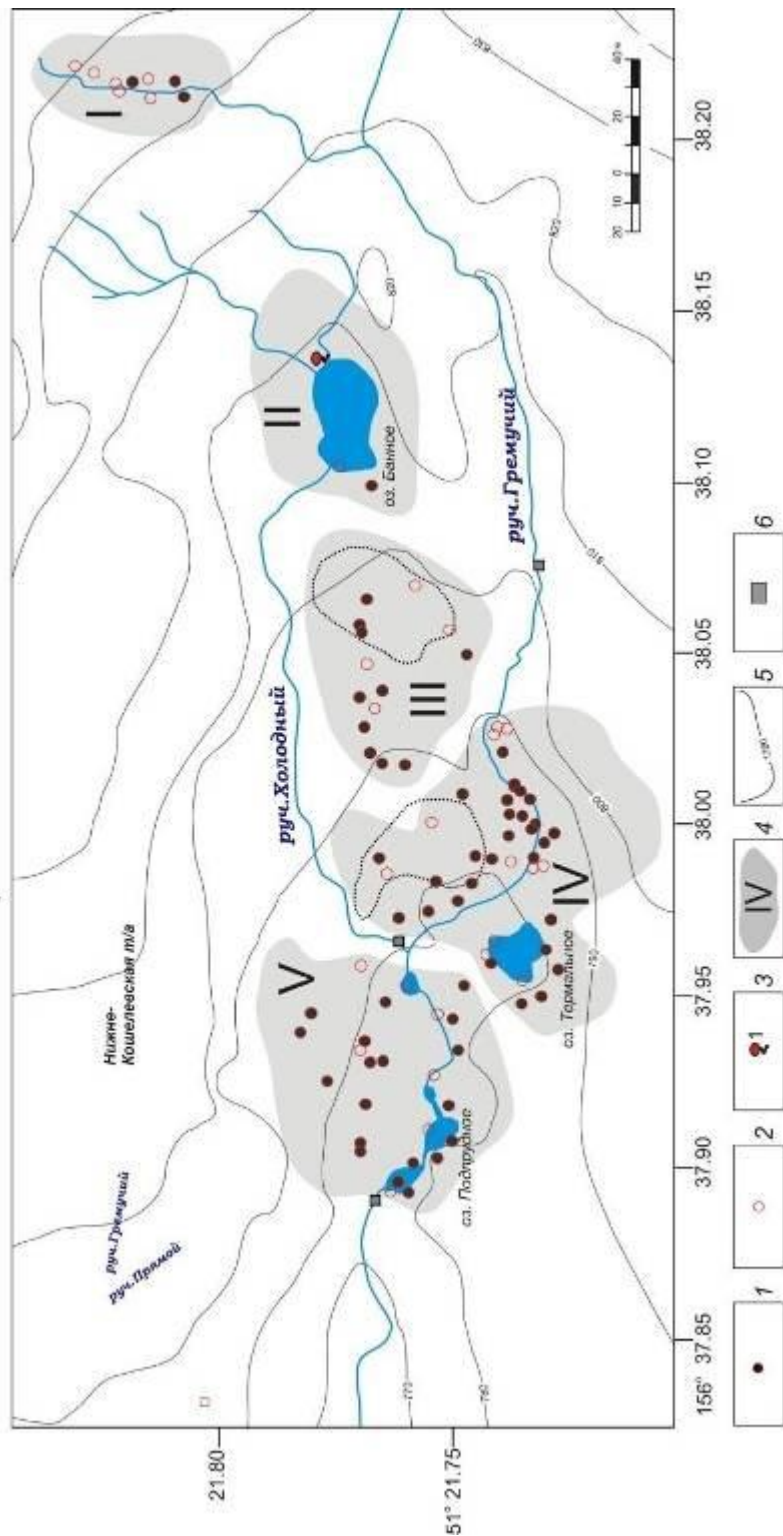


Рис. 13. Схема Нижне-Кошелевского термального поля: I – Верхний участок; II – Участок оз. Банное; Нижний участок, включающий три зоны: III – Большая Сухая Воронка, IV – Центральная, V – Западная. 1 – парогазовые струи; 2 – водно-грязевые котлы; 3 – термальные источники; 4 – границы термальных участков; 5 – изолинии; 6 – гидростворы.

Наиболее характерными термопроявлениями на данном поле являются водно-грязевые котлы, мощные пульсирующие котлы, термальные озера, парогазовые струи и парящие грунты (рис. 14). Температура грунтов не превышает 105 °С на глубине 0.8-3.0 м, а максимальная измеренная температура парогазовых выходов составляет 120 °С, при средних значениях 90-98 °С. На площади термального поля в настоящее время выделяются три участка: Верхний, Нижний и оз. Банное.

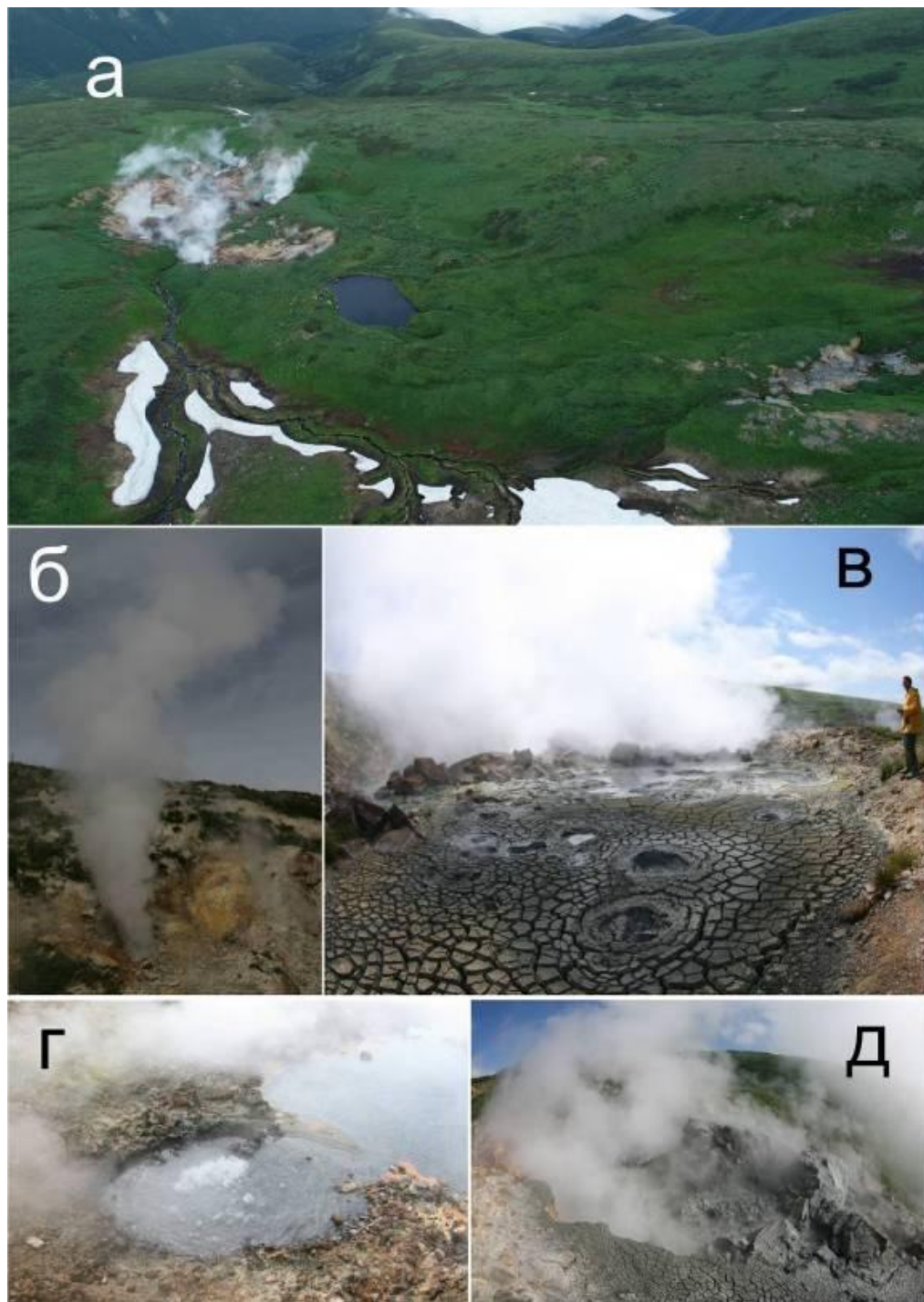


Рис. 14. Нижне-Кошелевское термальное поле: а – общий вид; б – парогазовая струя; в – грязевые котлы; г – бурлящий пульсирующий котел; д – грязеводный котел (фото Чернов М.С., Нуждаев А.А)

Участок Верхний размером 20 × 40 м в верховьях правого притока руч. Гремучий (рис. 13). На участке Верхний разгружаются небольшие водно-грязевые котлы и парогазовые струй малой мощности. Температура воды в котлах составляет в среднем 85-90 °С, рН варьирует от 4.5 до 5.5.

Отдельным участком выделяется подпрудное *озеро Банное* (рис. 13), на восточном берегу которого разгружаются термальные воды с температурами 56-72 °С, рН = 7.0-7.4 на площадке размером 1 × 1.5 м. Разгрузка термальных вод происходит и в самом озере, за счет этого вода в озере прогревается до 35 °С.

Участок Нижний, в пределах которого можно выделить три условные зоны: Большая Сухая Воронка, Центральная и Западная зоны (рис. 13). Большая Сухая Воронка имеет неправильную форму (размеры около 50 × 60 м), крутой восточный борт, плоское дно и несколько мелких (до 5 м в диаметре) эрозионных воронок у западной границы. Крупные водно-грязевые котлы Большой Сухой Воронки сместились к её южной границе, превратившись в крупную парогазовую струю, разгружающуюся в правом борту руч. Гремучий, разбрызгивая глину на высоту до 2-2.5 м. В Центральной зоне сосредоточена основная часть парогазовых струй и водно-грязевых котлов различных размеров, в том числе наиболее мощных. Температура воды в водно-грязевых котлах составляет 85-90 °С, рН = 6.0-6.4. Выходы парогазовых струй расположены непосредственно в русле ручья, а также на склонах. По левому борту руч. Гремучий, в крупной эрозионной воронке, расположено озеро Термальное, вдоль береговой линии которого расположены небольшие (до 1 м в диаметре) водно-грязевые котлы с различными (до контрастных) физико-химическими параметрами: Т = 67-94 °С, рН = 1.7-6.2, и парогазовые выходы. В Западной зоне большинство парогазовых выходов приурочено к руслу руч. Гремучий. Они формируют в нем участки с интенсивным «кипением» и выбросами воды на высоту до двух метров. В среднем, температура воды в них составляет 82-84 °С, значения рН = 5.5-6.2. В нижней части участка поля руч. Гремучий образует подпрудное озеро размером 25 × 30 м², вся поверхность которого «кипит» за счет обильного выделения газа (Калачева и др., 2016).

2.5.2.1 Верхне-Кошелевское термальное поле

Верхне-Кошелевское термальное поле расположено в центральной части Кошелевского вулканического массива в эрозионном кратере вулкана 1545 (Валентин) на абсолютных отметках 1200-1250 м у основания г. Фумарольной. Гидрографическая сеть представлена тремя основными ручьями (рис. 15) (Восточный, Западный, Дальний), вытекающими из-под снежников и сливающихся в единый поток (истоки реки Шумной) за

пределами термального поля. Поверхность термального поля подвержена активной эрозии в результате взаимодействия большой массы метеорных вод с термопроявлениями и тому, что аргиллизированные горные породы легко подвержены разрушению. На площади термального поля широко развита сеть мелких ручьев, оврагов и впадин (рис. 16) (Калачева и др., 2016). На наиболее высоких гипсометрических отметках Верхне-Кошелевского термального поля, в верховьях ручьев Восточный и Западный, широко развиты лимонит-гематитовые отложения (рис. 16), приуроченные к выходам холодных ($T = 8-9\text{ }^{\circ}\text{C}$) и кислых ($\text{pH} = 3.1-3.5$) грунтовых вод. Термопроявления представлены парогазовыми струями (рис. 16), водно-грязевыми котлами, горячими источниками, озерцами и парящими грунтами (рис. 16). Всего здесь выделяется 4 участка (рис. 15): Тартарары, Полигон, Кислый и Дальний (Калачева и др., 2016).

Наиболее интенсивная гидротермальная активность приурочена, в основном, к участку Тартарары, расположенному в руч. Восточный (рис. 15), в эрозионном овраге с крутыми бортами, где на участке протяженностью порядка 150 м сосредоточено более 30 мощных паровых струй, температура выхода которых достигает $170\text{ }^{\circ}\text{C}$. Расход струй оценен в $0.1-0.4\text{ кг/с}$, а скорость истечения более чем в 100 м/с (Вакин и др., 1976).

Для участка Полигон характерны бессточные или с незначительным стоком водоемы диаметром до 10 м с разрозненными интенсивно «кипящими» участками в местах выходов парогазовых струй и небольшие водногрязевые котлы.

Участок Кислый занимает значительную часть термального поля и характеризуется всеми типами термопроявлений. Среди обвальных отложений, по бортам и в руслах ручьев, расположены парогазовые выходы с температурами до $120\text{ }^{\circ}\text{C}$, а также небольшие водногрязевые котлы и горячие источники. Одним из наиболее крупных термопроявлений участка Кислый является водно-грязевой котел Пиритовый, названный нами так из-за отложения по его бортам корочек пирита. На левом борту руч. Дальний расположено более десятка слабых парогазовых струй с температурой выхода около $98\text{ }^{\circ}\text{C}$, а рядом с руслом находятся небольшие бессточные водногрязевые котлы.

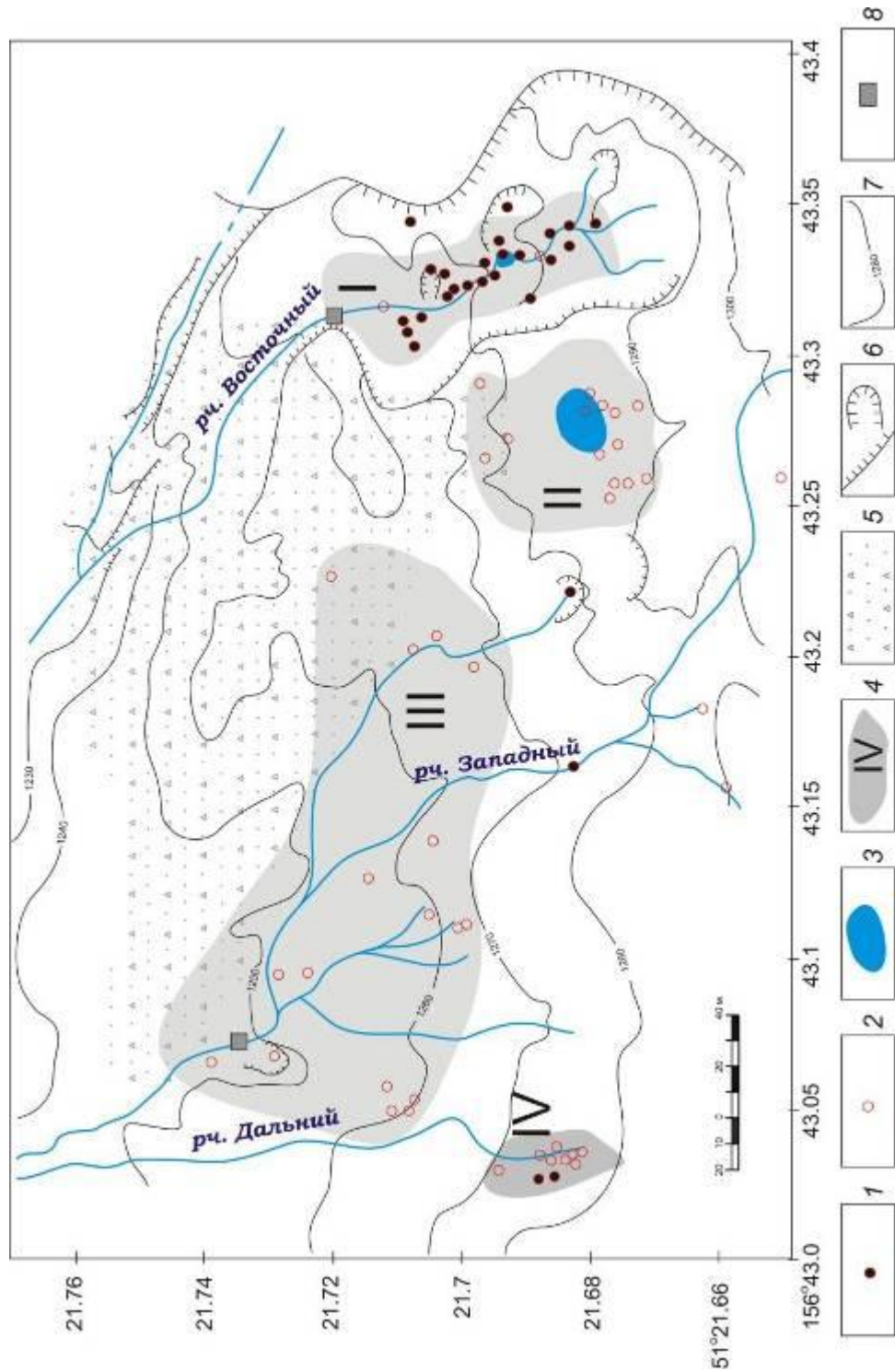


Рис. 15. Схема Верхне-Кошелевской термоаномалии: 1 – парогазовые струи; 2 – водно-грязевые котлы; 3 – термальные озера; 4 – границы термальных участков (I – Тартарары, II – Полигон, III – Кислый, VI – Дальний); 5 – область делювиальных отложений; 6 – эрозионные уступы; 7 – изолинии; 8 – гидростворы.



Рис. 16. Верхне-Кошелёвское термальное поле: а – общий вид; б – парогазовые струи участка Тартарары; в – парящие грунты; г – лимонитовые отложения; д – водный котел; е – грязеводный котел; ж – бурлящий пульсирующий котел; з – выход горячих вод (фото: Чернов М.С., Нуждаев А.А., Рычагов С.Н.).

2.5.2.2 Нижне-Кошелевское Новое термальное поле

В 2008 г. на западном склоне Кошелевского вулканического массива вблизи Нижне-Кошелевского термального поля (~ в 300 м) лабораторией геотермии ИВиС ДВО РАН с коллегами наблюдалось образование нового термального поля, названного Нижне-Кошелевским Новым (НКН). Нижне-Кошелевское Новое термальное поле образовалось на отметках 750-800 м на водоразделе между ручьями Гремучий и Прямой. Поле было обнаружено вследствие выгорания растительности (рис. 17). С 2009 по 2015 г. нами проводилось регулярное наблюдение за данным новообразованным термальным полем, включавшее площадную температурную и литогеохимическую съемки. Никакой видимой гидротермальной активности на поверхности проявлено не было, кроме прогрева грунта. Площадь поля в 2008 г. была оценена как 200×200 м. Прогрев данного участка продолжался в 2008-2010 гг., в последующие годы произошло постепенное снижение температур и остывание всей площади. В ходе изучения почвенно-пирокластических отложений данного поля было установлено образование глин в разрезе на глубине до 2 м. С 2016 г. и в последующие годы на площади поля температуры выше $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ не фиксировались, началось возобновление растительности, что может говорить о прекращении существования данного геотермального объекта.

2.5.2.3 Другие термальные источники Кошелевского вулканического массива

Помимо описанных выше термальных полей, на склонах Кошелевского массива расположены несколько групп или отдельных термальных источников: Кальдерные, Шумный, Сказка, Промежуточный, Сивучинские (Вакин и др., 1976).

Сивучинские расположены в 4 км к юго-западу от Нижне-Кошелевского термального поля в правом борту р. Четвертая Речка на высоте 250 м. Термальные воды выходят на поверхность на площадке из сцементированного минеральными образованиями галечника. Участок относится к наклонной тектонической зоне взбросового характера, имеющей, по всей видимости, экранирующее значение. Водоподводящую роль играют более мелкие тектонические нарушения, по которым возможна связь Сивучинских источников с Нижне-Кошелевской термоаномалией. Основной выход источника образует водоем размерами 1×1 м с температурой воды $49\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\text{pH} = 5.7-6.2$, дебит составляет 0.5 л/с. Источник интенсивно газирует, основной газ CO_2 – до 90.4 об. %, а содержание CH_4 достигает 6.4 об. %. Вокруг наблюдается множественное просачивание воды с температурой $10-15\text{ }^{\circ}\text{C}$.

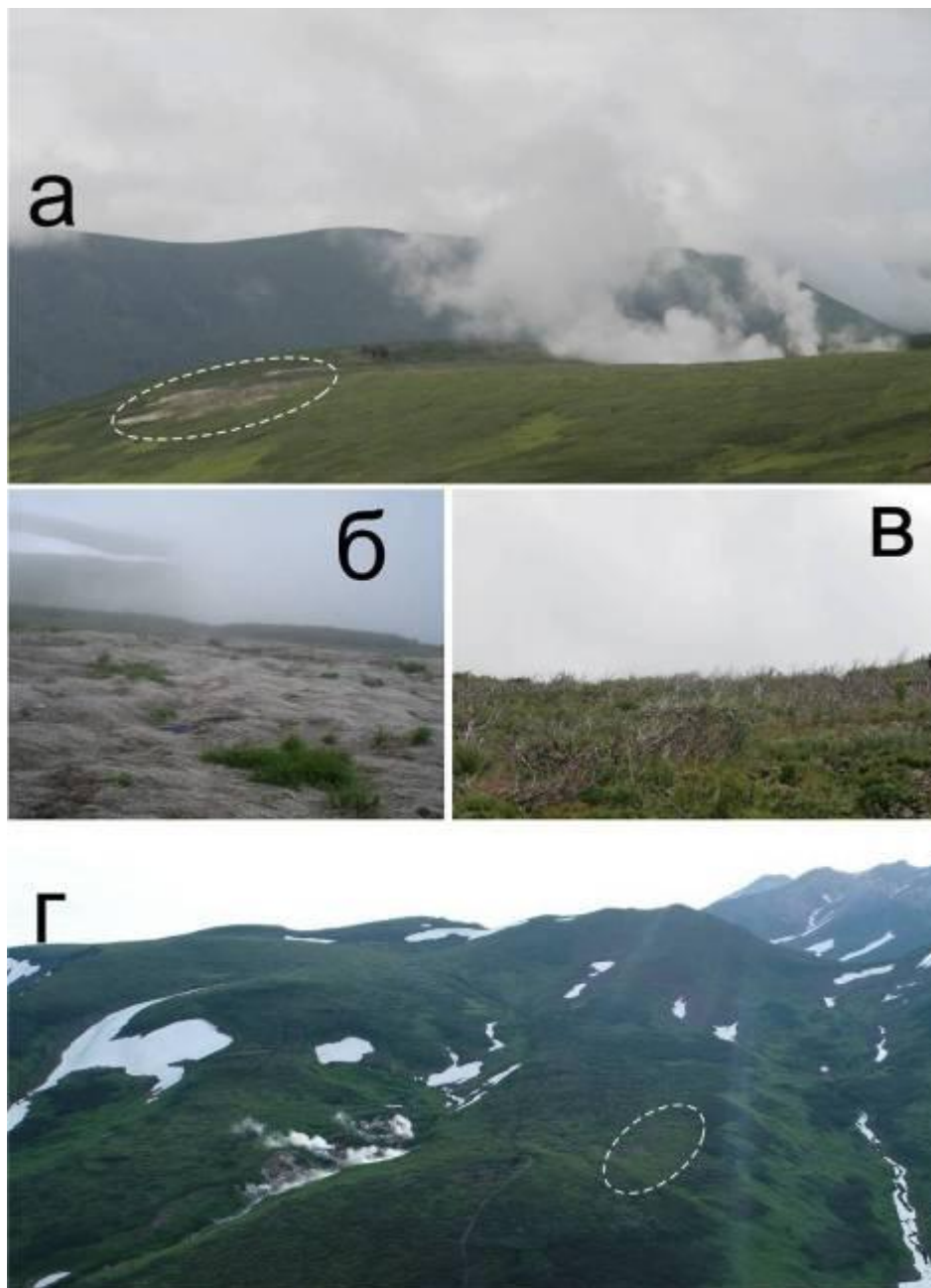


Рис. 17. Нижне-Кошелевское Новое термальное поле: а – общий вид (отмечено пунктиром); б – выгорание травы на площади поля; в – выгорание кустарника на площади поля; г – общий вид на Нижне-Кошелевское Новое термальное поле с возобновленным растительным покровом 2018 г. (фото Чернов М.С., Нуждаев А.А).

Солнечные источники находятся на 1.5 км северо-западнее Нижне-Кошелевской термоаномалии, в левом борту ручья Гремучего. Приурочены к пересечению региональной разломной зоны северо-восточного направления и р. Гремучий. Температура источников составляет 24-28 °С; рН = 6.3; дебит – 0.05-0.1 л/с.

Ближние источники расположены на 0.4 км севернее Нижне-Кошелевского термального поля в долине руч. Сдвинутого. Источник приурочен к разломной зоне руч. Верхнего Сдвинутого. Температура разгрузки 22 °С; рН = 6.3; дебит 0.15 л/с.

Источник Промежуточный находится в нижней части долины руч. Прямой на правом борту: температура 18-20 °С, рН = 7.9, Eh = +37 мВ. Источник формирует короткий ручей дебитом 12-15 л/с, впадающий в основной водоток.

Источники Сказка расположены на левом берегу руч. Гремучий в 3 км ниже Нижне-Кошелевского термального поля. Их общий дебит менее 1.0 л/с, температура воды не превышает 23 °С, рН = 6.1, Eh = +49 мВ.

В среднем течении руч. Прямой, в его левом борту, на абсолютной отметке 675 м в 2005 г. были обнаружены не описанные ранее источники с температурой выхода около 70 °С; рН = 7.6; Eh = -40 мВ. Разгрузка термальных вод образует субгоризонтальную цепочку из локальных выходов, трассирующих подошву лавового потока андезито-дацитов. Физико-химические характеристики вод последовательно менялись в период наблюдений. К 2009 г. температуры воды упала до 50 °С, а рН уменьшился до 6.4. На выходах подземных вод образуются травертиновые отложения, состоящие из кальцита и арагонита.

Кроме того, имеются выходы термальных вод Шумные, Кальдерные и Сказка, однако они характеризуются очень маленьким расходом и низким температурами выходов (не превышающими 10-15 °С). По данным А.И. Сержникова (1977), в районе Кошелевского вулканического массива насчитывается более 50 сульфатных выходов холодных вод.

2.5.2.4 Проявления палеогидротермальной активности

С проявлениями палеогидротермальной активности связаны широко распространенные в районе вулканического массива гидротермально измененные породы. Данные породы представлены тремя видами: вторичные кварциты, пропилиты и сольфатарно-измененные породы (Сержников, 1979). Вторичные кварциты и пропилиты распространены лишь в четвертичных образованиях. Поля вторичных кварцитов относятся к ядрам нижнечетвертичных построек эродированных вулканов Третья Речка и Дед и Баба. Здесь встречены монокварциты, опалиты, каолинит-кварцевые и каолинит-опаловые породы, алунитовые кварциты, глинисто-опаловые и существенно глинистые породы. Среди плиоценовой толщи на севере района, в ядре древнечетвертичного вулкана Третья Речка отмечены серные кварциты. Сольфатарно-измененные породы встречены среди довольно молодых вулканитов Кошелевского вулканического массива. Общим для тех и других

является их приуроченность к вулканическим центрам. Все выявленные в районе измененные породы слагают либо ядра вулканических построек, либо верхушки молодых вулканов.

Крупное поле сольфатарно-измененных пород известно в районе Верхне-Кошелевских парогидротерм. Среди измененных пород встречены алуни-глинистые, алуни-опаловые, существенно опаловые и существенно глинистые образования. Сольфатарно-измененные породы содержат самородную серу. Объемы и площади измененных пород свидетельствуют о том, что в прошлом гидротермальная активность в районе современного термального поля была более интенсивной. В районе верховьев одного из притоков р. Третья Речка нами было обнаружено крупное тело (400 × 100 м) аргиллизированных пород, вскрытое оползнем, сошедшим с одного из северо-восточных склонов долины, предположительно в 2007-2008 гг. Тело оползня практически полностью состояло из гидротермально измененных пород с большим количеством глинистого материала, характерного для термального поля. По внешнему виду вскрытые оползнем глины практически не отличались от современных, широко развитых в пределах наиболее крупных термальных полей, что свидетельствует о более интенсивной гидротермальной деятельности в районе Кошелевского вулканического массива в прошлом. В этих глинах, как и в современных, широко развиты сульфиды, в основном представленные пиритом, и в большом количестве обнаружены крупные кристаллы серы (размером до 2 см). В связи с хорошей сохранностью данных образований, можно сделать вывод, что в недалеком геологическом прошлом в верховьях р. Третья Речка проходили активные гидротермальные процессы. Судя по объемам вынесенного оползнем материала, данные процессы были сопоставимы с современной гидротермальной активностью в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии, находящейся на расстоянии 3.5 км к югу от места оползня.

2.5.3 Термальные поля Камбального вулканического хребта

В недрах Камбального хребта заключена крупная гидротермальная система (Структура гидротермальной..., 1993), представленная на поверхности тремя группами гидротерм (Сугробов и др., 1976). Проявления гидротермальной активности в виде отдельных котлов и паровых струй наблюдаются практически по всей площади Камбального хребта.

Южно-Камбальное термопроявление из всех геотермальных структур Камбального хребта наиболее приближено к вулкану и, предположительно, имеет связь с его периферическим магматическим очагом (Структура гидротермальной..., 1993). Данное

термопроявление состоит из трёх крупных термальных полей, каждое из которых отличается геологическим строением и морфоструктурой. В данной работе рассматривается два из них.

Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) локализовано в кольцевой структуре диаметром 500-600 м, представляющей собой кратер верхнечетвертичного андезитового вулкана (Структура гидротермальной..., 1993). Разгружающиеся здесь термальные воды отличаются высокими содержаниями Au и низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что указывает на наличие глубинного флюида, участвующего в формировании терм (Пампура и др., 1991). Гидротермально измененные породы и глины этого поля также характеризуются высокими концентрациями Au, Ag, Hg и щелочных металлов (Структура гидротермальной..., 1993). Основные разгрузки представлены парогазовыми струями, грязеводными, водными кипящими котлами, парящими грунтами (рис. 18). На поверхности поле сложено аргиллизированными и переработанными до глинистого материала породами. Характерной особенностью данного поля является наличие серных бугров, образование которых связано с кипящими котлами с преобладающим в паре H_2S (Сугробов и др., 1976). Наиболее активная гидротермальная деятельность связана с руслом руч. Кратерного, дренирующего поле. Поле достаточно компактное, его размеры примерно 200×200 м. На поверхности поля распространены аргиллизированные породы, слагающие мощную глинистую толщу.

В центральной части поля расположен крупный водный котел, в который впадает холодный ручей Кратерный, и из которого он вытекает уже горячим. Ручей образует крупную заводь, 10×10 м, в которой разгружается несколько мощных парогазовых струй, в результате создается видимость кипения заводи. Рядом разгружается несколько очень мощных сухих парогазовых струй, прорабатывающих себе эрозионные воронки. На площади поля наблюдается большое количество кипящих котлов и мощных парогазовых струй, приуроченных к наиболее прогретым участкам с температурами более 60 °С. На менее прогретых участках гидротермальная активность представлена маломощными парогазовыми струями и грязевыми котлами. Распределение температур и котлов по площади поля представлено на рис. 19.

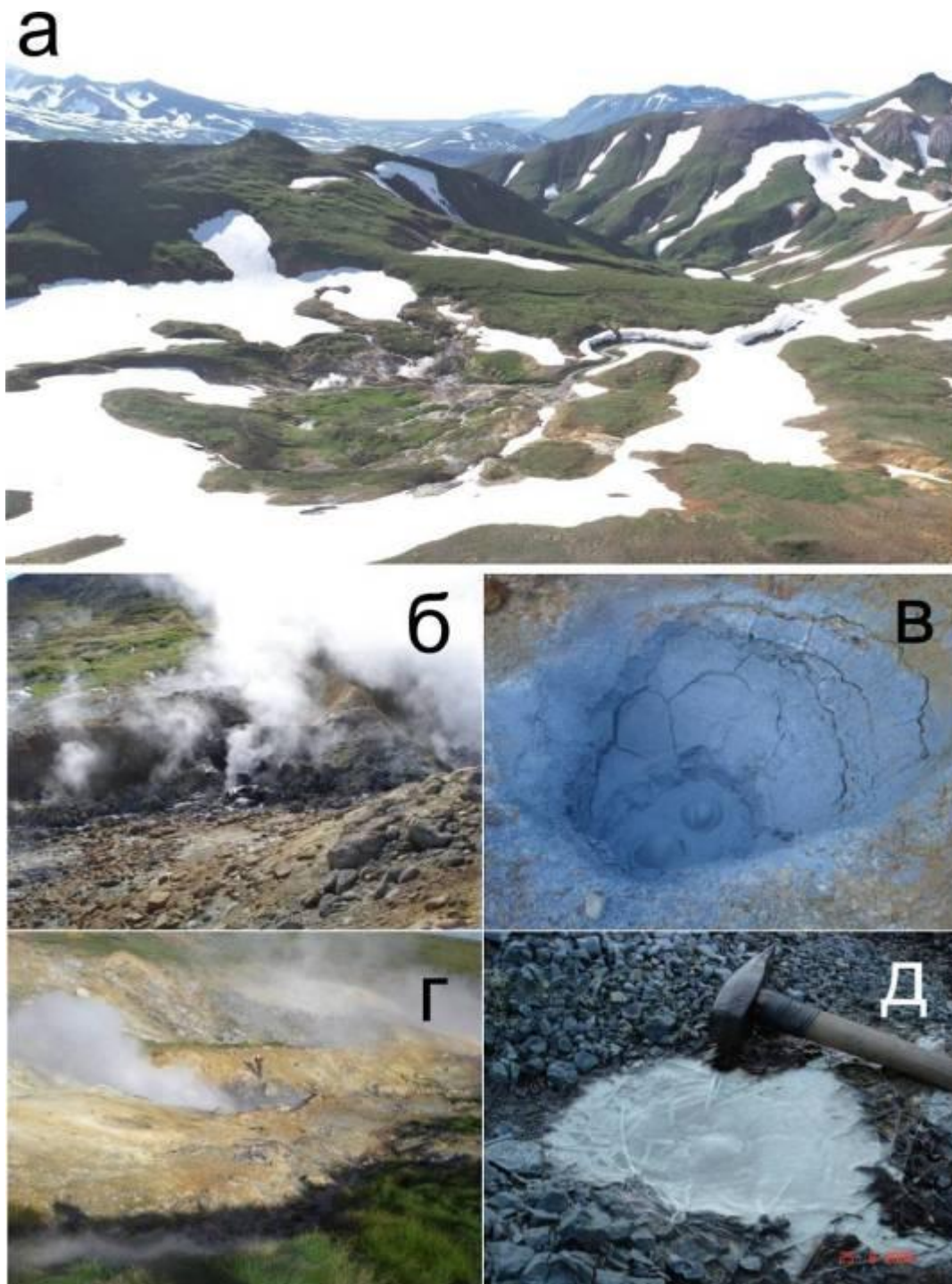


Рис. 18. Южно-Камбальное Центральное термальное поле: а – общий вид на термальное поле; б – парогазовые струи; в – грязевой котел; г – крупный водный котел; д – водный котел (фото Чернов М.С., Нуждаев А.А, Рычагов С.Н.)

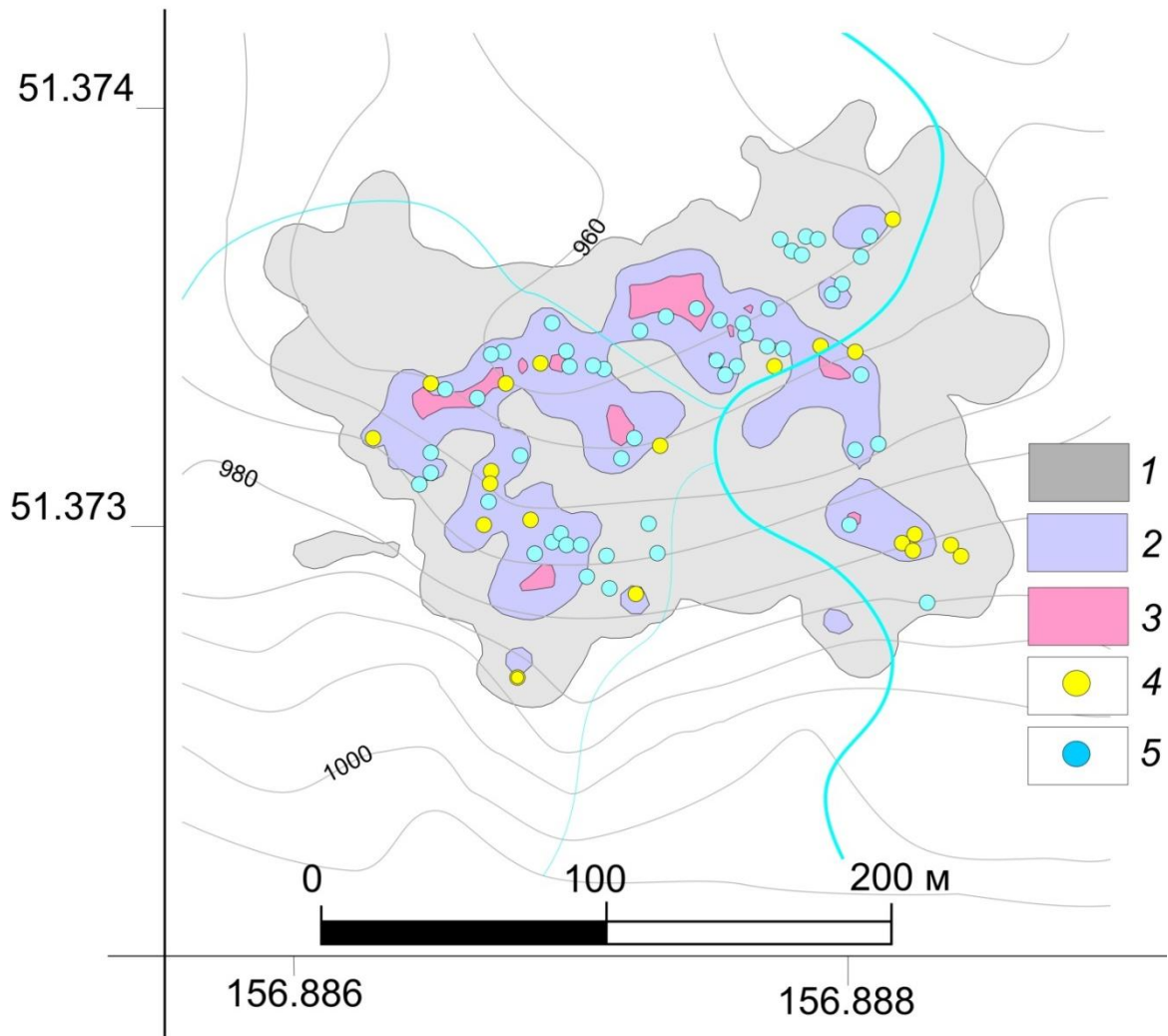


Рис. 19. Схема Южно-Камбального Центрального термального поля. Результаты площадной температурной съемки: 1 – площадь с температурами 20-40 °С; 2 – площадь с температурами 60-80 °С; 3 – площадь с температурами 80-100 °С; 4 – парогазовые струи; 5 – водные и грязеводные котлы.

Южно-Камбальное Дальнее (ЮКД) поле располагается в верховьях р. Этамынк. Это большое термальное поле, одно из наиболее крупных на площади Камбального хребта. На поверхности поля широко развиты измененные аргиллизированные породы. Условно поле можно разделить на несколько участков. Западная часть поля занимает глубоко врезанную долину ручья с выходами сухого пара на склонах и водными разгрузками в нижней (русловой) части площадки (рис. 20). Восточная часть поля расположена на более высоких отметках и представляет собой заболоченный участок с многочисленными термальными горячими озерцами. Юго-Восточный участок расположен в правом склоне ручья, для него также характерна заболоченность и крупные пульсирующие грязеводные котлы.

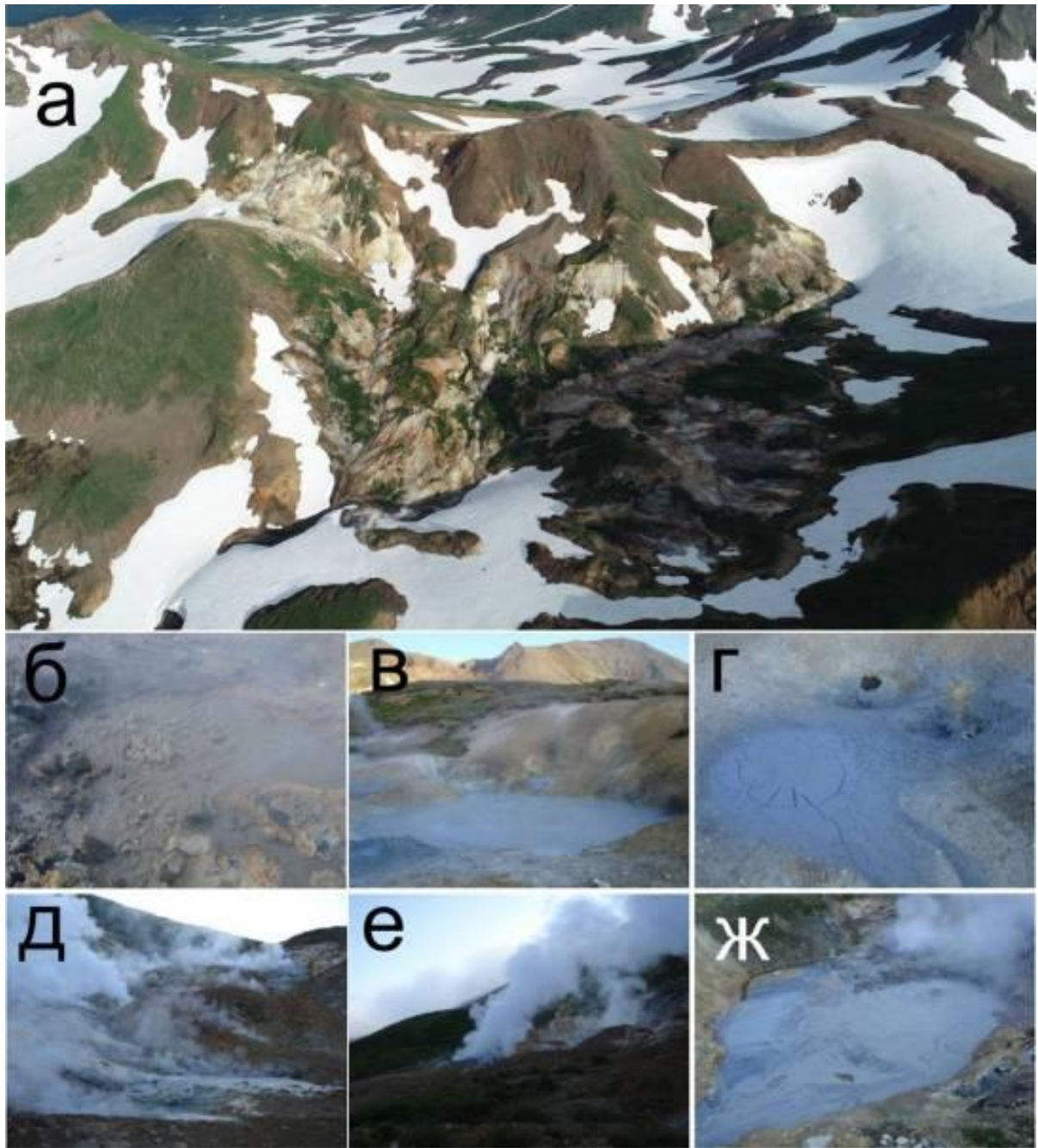


Рис. 20. Южно-Камбальное Дальнее термальное поле: а – общий вид на термальное поле; б – грязеводный котел; в – термальное озеро; г – грязевые котлы; д, е – парогазовые струи; ж – крупный бурлящий котел (фото Чернов М.С., Нуждаев А.А).

В центральной части поля, в нескольких метрах от русла ручья, расположен крупный водный котел, диаметром до 3 м, в центре которого разгружается три мощных струи пара. Из котла вытекает горячий ручей, впадающий в основной ручей, дренирующий всё поле.

В целом Южно-Камбальное Дальнее термальное поле отличается большим количеством воды на его поверхности, представленной в виде различных грязевых и водных котлов, термальных озер, прогретых обводненных участков и крупных парящих участков.

Северо-Камбальное термальное поле расположено в верховьях р. Трудный. Разгрузка гидротермальных растворов происходит на склонах и представлена паровыми струями и парящими участками, грязевыми и водными пульсирующими котлами (рис. 21). Разгрузки на поле локализованы на нескольких участках. Основные разгрузки находятся в южной (нижней) части поля, связаны с участками распространения глинистого материала с температурами грунта от 70 до 97 °С. Здесь разгружаются несколько мощных парогазовых струй и пульсирующих водных котлов (рис. 22). При этом основными типами разгрузки являются небольшие пульсирующие котлы, парящие грунты и парогазовые струи. В восточной части поля это вытянутая зона, где разгружаются преимущественно небольшие парогазовые струи. На данном участке присутствует несколько водных, грязеводных котлов, расположенных на площади порядка 10 м. На участках с температурами от 20 до 50 °С гидротермальные проявления представлены слабо, лишь в виде отдельных котлов, прогретых площадок и заболоченных участков (Огородова, 1971; Сугробов и др., 1976). В целом, все термальное поле Камбального хребта имеют схожие показатели по выносу тепла и по газовому составу, а проведенные расчеты свидетельствуют о том, что температуры в недрах гидротермальной системы достигают 250 °С (Сугробов и др., 1976).

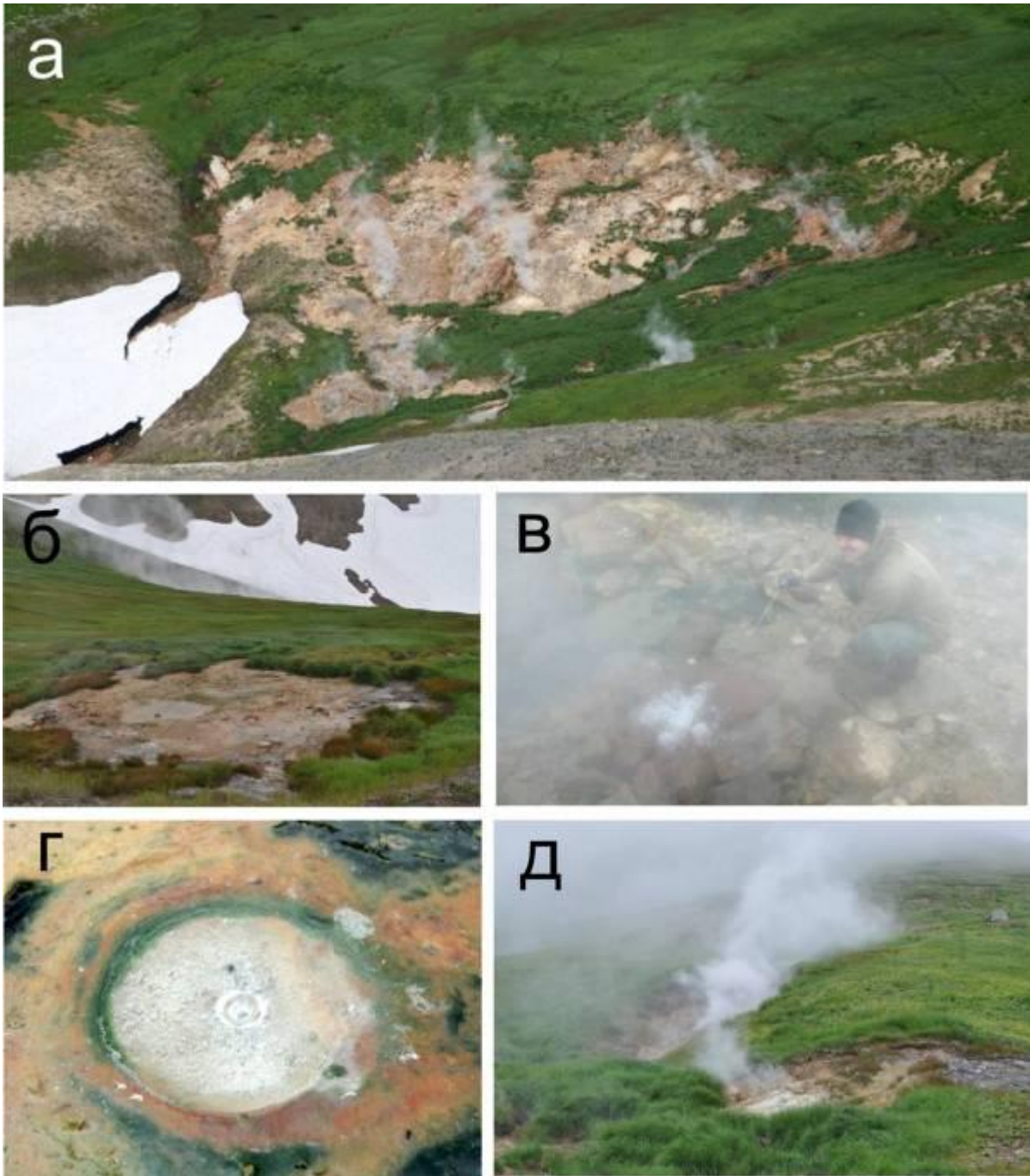


Рис. 21. Северо-Камбальное термальное поле: а – общий вид на термальное поле; б – грязевые котлы; в – крупный пульсирующий котел; г – газирующий котел; д – парогазовые струи (Нуждаев А.А).

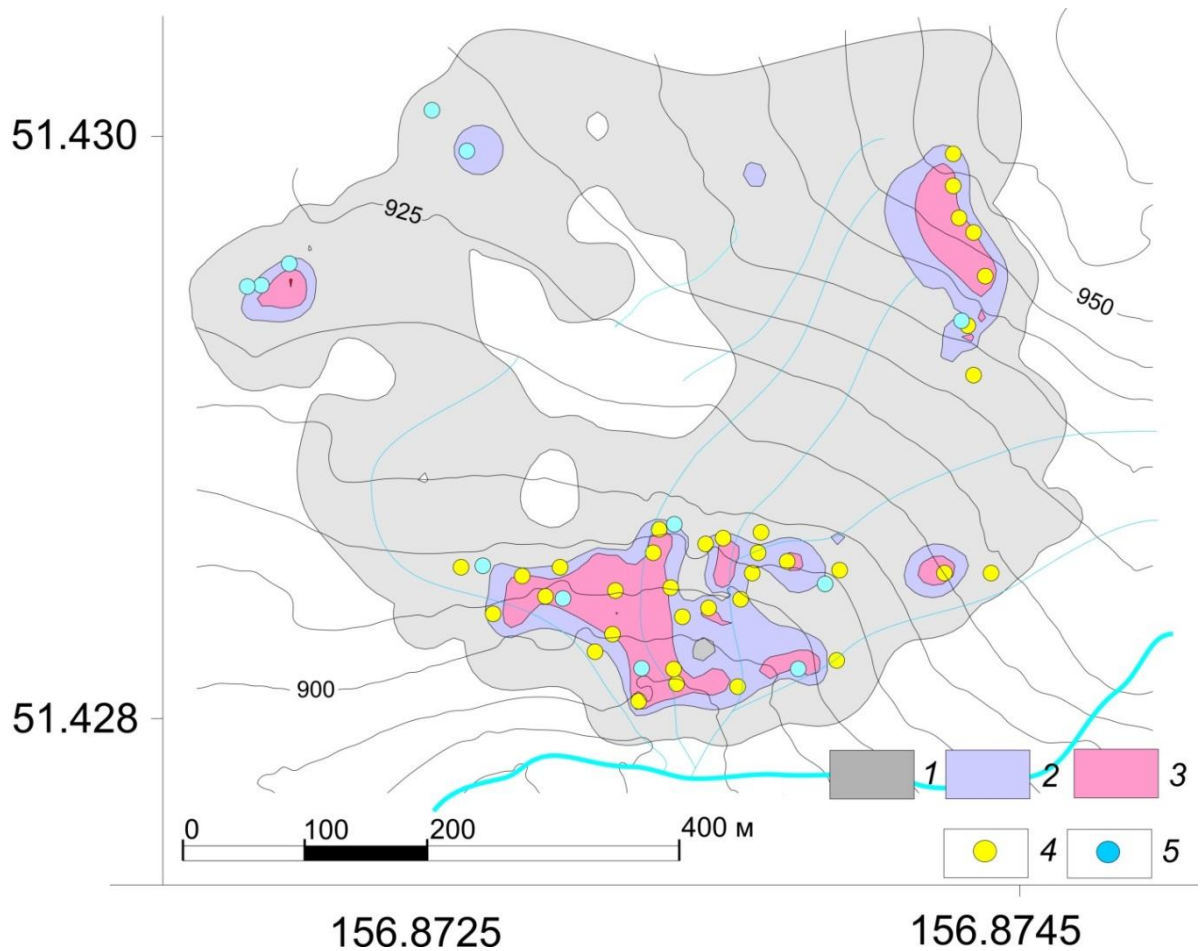


Рис. 22. Схема Северо-Камбального термального поля. Результаты площадной температурной съемки: 1 – площадь с температурами 20-40 °С; 2 – площадь с температурами 60-80 °С; 3 – площадь с температурами 80-100 °С; 4 – парогазовые струи; 5 – водные и грязеводные котлы.

Глава 3 Фактический материал

3.1 Методы подготовки и анализа проб на определение концентрации ртути

Отбор проб для определения концентраций в них ртути проводился в полевые сезоны 2005-2019 гг. на термальных полях Южной Камчатки. Отбирались различные типы горных пород, пробы воды и парогазовой фазы.

Твердый материал представлен следующими видами горных пород и образований: неизменные горные породы, гидротермально измененные породы (различные аргиллизиты и вторичные кварциты), почвенно-пирокластические отложения, глины, образования на поверхности термальных полей, представленные различными солевыми и кремнистыми соединениями. Наиболее объемными являются пробы почвенно-пирокластических образований и глин, что связано с их широкой распространенностью и относительной легкой доступностью для отбора (средний вес таких проб составлял 1 кг). Отбор остальных видов твердого материала являлся более трудоемким, в связи с этим материал, отбираемый для анализа, представлен меньшими объемами, средний вес пробы составлял 150-200 г. После отбора образцы высушивались при комнатной температуре (не превышающей 30 °С). Затем навеска 100 ± 10 г истиралась в чугунной ступке и просеивалась (с помощью комплекта лабораторных сит, изготовленных из нержавеющей стали) для выделения фракции 0.1-0.2 мм. Данная размерность выбрана исходя из того, что, как показано ранее (Степанов, 1997; Фурсов, 1977), частицы такого размера полностью отдают всю содержащуюся в них ртуть при нагревании. После выделения необходимой фракции проба квартовалась и 50 ± 5 г передавались в аналитический центр для определения содержания ртути с помощью беспламенной атомно-абсорбционной спектрометрии. Пробоподготовка и аналитические исследования проводились в течение максимально коротких сроков (первых месяцев) после завершения полевых работ, чтобы избежать возможного «заражения» проб при длительном хранении. Контрольные замеры содержания ртути в глинах и образцах пород, сделанные в разные годы, и повторные определения по ряду проб показали, в целом, хорошую сходимость результатов. При этом очевидно, что отклонения в уровнях концентрации ртути в пробах до $\geq 100\%$ объясняются, прежде всего, не ошибкой определений, а неоднородным распределением минерального вещества в некоторых пробах: в частности, резкие всплески значений могут давать отдельные зерна киновари и метациннабарита.

Водные пробы отбирались во всех типах вод в районах гидротермальной активности. На протяжении нескольких лет проводилось полное опробование водных котлов на площади Нижне- и Верхне-Кошелевских термальных полей, а также опробовались разгрузки горячих и

холодных вод в непосредственной близости от них и водотоки в районе гидротермальной активности. Все пробы во время отбора фильтровались через фильтр с размером пор 0.45 мкм (чтобы отделить твердую фракцию от воды). Опробование производилось в одноразовые пластиковые пробирки объемом 50 мг. Для консервации в каждую пробу добавлялось 5 капель H_2SO_4 (1:1) и 2 капли двухпроцентного $KMnO_4$. Если проба не приобретала розовую окраску, то $KMnO_4$ добавлялся до тех пор, пока проба не станет светло-розовой. Законсервированные пробы хранились в темном прохладном месте до аналитических исследований.

Опробование парогазовых струй осуществлялось барботированием через поглощающий раствор. Раствор готовился из расчета 1 л дистиллированной воды, 5 мл H_2SO_4 (1:1) и 2 мл двухпроцентного $KMnO_4$. В приемник наливалось 15 мл приготовленного раствора, через который пропускалось с помощью насоса 400 мл интересующей парогазовой смеси или воздуха. После барботирования поглощающий раствор переливался в одноразовую пластиковую пробирку объемом 15 мл и хранился в прохладном темном помещении до аналитических исследований. Методика консервации жидких проб предложена Л.Д. Андрулайтис, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Определения содержания ртути выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методом беспламенной атомно-абсорбционной спектрометрии, прибор РА-915, и в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН атомно-флуоресцентным методом с диффузионным разделением, прибор Меркурий 3М. Погрешность определений обоими методами составляет, в среднем, 10-20 %.

3.2 Методы отбора проб

Для установления фоновых концентраций ртути в природных водах были использованы образцы, отобранные на существенном удалении от проявлений гидротермальной активности, в Паужетско-Камбально-Кошелевском районе и на Северных Курильских островах. Опробование проводилось для ручьев и рек, в бассейне которых не было установлено (по литературным данным и результатам полевых наблюдений) разгрузок гидротерм. Если же для ручьев были известны разгрузки гидротерм, то для них пробы отбирались на несколько сот метров выше по течению, чтобы избежать влияния гидротермальных растворов на определение фоновых концентраций. Помимо этого, опробовались талые воды снежников, образование которых происходило на существенном удалении от гидротермальных разгрузок, где заражения ртутью в результате

гидротермальной деятельности было исключено. Концентрации ртути определялись и в пробах морской воды.

На площади Нижне-Кошелевского термального поля и на других термальных полях района (в связи с их большей труднодоступностью – менее регулярно), проводились работы по наблюдению за режимом термальных полей: описывались все выходы термальных вод и паровых струй, проводилась их географическая привязка, измерялись основные физико-химические параметры (рН, Eh, температура) разгрузок воды и пара.

Опробование парогазовых струй с отбором пароконденсата проводилось на площади Нижне- и Верхне-Кошелевского термального поля, а также на термальных полях Камбального хребта и Паужетского месторождения. На площади Нижне-Кошелевской термоаномалии и на термальных полях Паужетского месторождения опробовались практически все относительно сухие и физически доступные парогазовые струи, а на площади Верхне-Кошелевского термального поля и на термальных полях Камбального хребта опробование проводилось выборочно в связи с большей труднодоступностью и ограниченностью времени проведения работ.

Горные породы опробовались систематически, с охватом, по возможности, всех типов пород. Имеющийся массив данных был разделен на группы по степени гидротермального изменения: неизменные (не подвергавшиеся воздействию гидротермальных растворов) породы; гидротермально измененные породы; породы, образованные в недрах гидротермальной системы, и породы с площади термальных полей, находящиеся в зоне современного воздействия гидротермальных растворов. В качестве фоновых концентраций рассматривались неизменные (не подвергавшиеся воздействию гидротермальных растворов) породы.

Для определения фоновых концентраций ртути в почвенно-пирокластических отложениях опробование проводилось в долине р. Паратунка, в лесной зоне, расположенной в районе Паратунского геотермального месторождения. На территории, значительно удаленной от мест проявления гидротермальной активности, была сделана площадная съемка по 12 профилям, с шагом между точками 20 м, всего было отобрано 135 проб.

С целью выделения проницаемых структур на площади Кошелевской гидротермальной системы в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии было проведено геохимическое опробование подпочвенного горизонта по профилю в направлении юг-север, длиной более 3 км, который пересекал все выделенные ранее в данном районе геолого-гидрогеологические структуры. Шаг опробования составлял 100 м, на площади термоаномалий снижался до 10 м, всего было отобрано 42 пробы.

Площадная ртутOMETрическая съемка выполнена в границах Нижне-Кошелевского Нового термального поля (новообразованная термоаномалия). РтутOMETрическая съемка проводилась совместно с температурной в период 2010-2013 гг. по квадратной сети: шаг между точками отбора 20 м и между профилями 20 м. Пробы отбирались из подпочвенного горизонта с глубины 10-30 см, после этого просушивались. Затем для анализа отбиралась фракция 0.1-0.2 мм. Общее количество проб на данном участке, отобранных за четыре года, составило 413 шт.

3.3 Методика расчета средних значений

Расчет средних значений проводился исходя из того, что распределение рудных элементов подчиняется логнормальному закону распределения (Соловов, 1985). Наши данные показывают удовлетворительное совпадение фактического распределения с логнормальным распределением. Часть значений с максимальными концентрациями можно рассматривать как случайные величины, существенно влияющие на определение средних значений. Для нивелирования данных искажений было применено правило «трех сигм», которое гласит, что случайная вероятность величины, принимающей значение, отклоняющееся от его математического ожидания более чем на три среднеквадратических отклонения, пренебрежимо мала. То есть, для расчета среднего значения не учитывались данные, превышающие три среднеквадратических отклонения. Основные статистические показатели были рассчитаны и представлены в табл. 12.

3.4 Фоновые концентрации ртути

Почвенно-пирокластический чехол. Полученные для этого типа пород данные представлены рядом близких значений без контрастных аномалий (табл. 4). Среднее содержание ртути для фонового участка почвенно-пирокластического чехла составило 0.08 мг/кг по данным 134 проб. Данное значение по концентрации в 4 раза выше полученного нами для концентраций ртути в горных породах для Курило-Камчатского региона (0.02 мг/кг). Повышенные концентрации ртути объясняются высокой сорбционной способностью органического материала, который неизбежно присутствует в анализируемых пробах почвенно-пирокластического чехла, и хорошо согласуются с литературными данными, свидетельствующими о более высоком содержании ртути в верхних, богатых гумусом горизонтах (Карасик, 1978).

Горные породы. Концентрация ртути в 45 проанализированных образцах, неподверженных гидротермальному воздействию (табл. 5), находится в интервале значений от 0.002 до 0.152 мг/кг, среднее значение составляет 0.02 мг/кг, что близко с опубликованными ранее данными для неизменных пород (Леонова, 1979).

Природные воды. В результате анализа концентрации ртути в 53 пробах природных вод, отобранных вне зоны действия гидротермальных растворов (табл. 6), было установлено, что средние фоновые концентрации ртути составляют 0.04 мкг/л для вод Южной Камчатки. При этом фоновое содержание ртути в морской воде несколько выше, чем в речных водах, и находится на уровне 0.09 мкг/л (табл. 7). Наименьшие концентрации ртути наблюдаются в талых водах многолетних снежников, составляя 0.01 мкг/л (табл. 7), что находится на границе чувствительности метода.

3.5 Концентрация ртути в различных средах в районах современной гидротермальной активности на примере Кошелевского вулканического массива

Почвенно-пирокластические отложения. В 2012 году нами был пройден геохимико-геофизический профиль с целью уточнения известных и возможного выделения скрытых разломных проницаемых структур (методика отбора приведена в разделе 2.1). В материале, отобранном по трехкилометровому профилю, концентрация ртути колеблется в широком диапазоне от 0.029 мг/кг до 11.5 мг/кг (табл. 4). Сопоставление концентрации ртути в отобранном материале с рельефом и основными термальными полями показано на рис. 23. Аномалии с высокими концентрациями ртути (0.2-11.4 мг/кг) соответствуют следующим объектам: 1) Нижне-Кошелевское Новое термальное поле (НКН); 2) Нижне-Кошелевское термальное поле (основное) и 3) крупная структура, связанная с руч. Аргиллизитовым (рис. 23). Стоит отметить, что руч. Аргиллизитовый относится к верховьям р. Третья Речка, где широко проявлены гидротермальные изменения, с чем и связана ртутная аномалия в данном районе. Небольшая ртутная аномалия на северной границе Нижне-Кошелевского термального поля (рис. 23), вероятно, обусловлена скрытой разгрузкой гидротерм, что подтверждается увеличением на этом участке температуры грунтов.

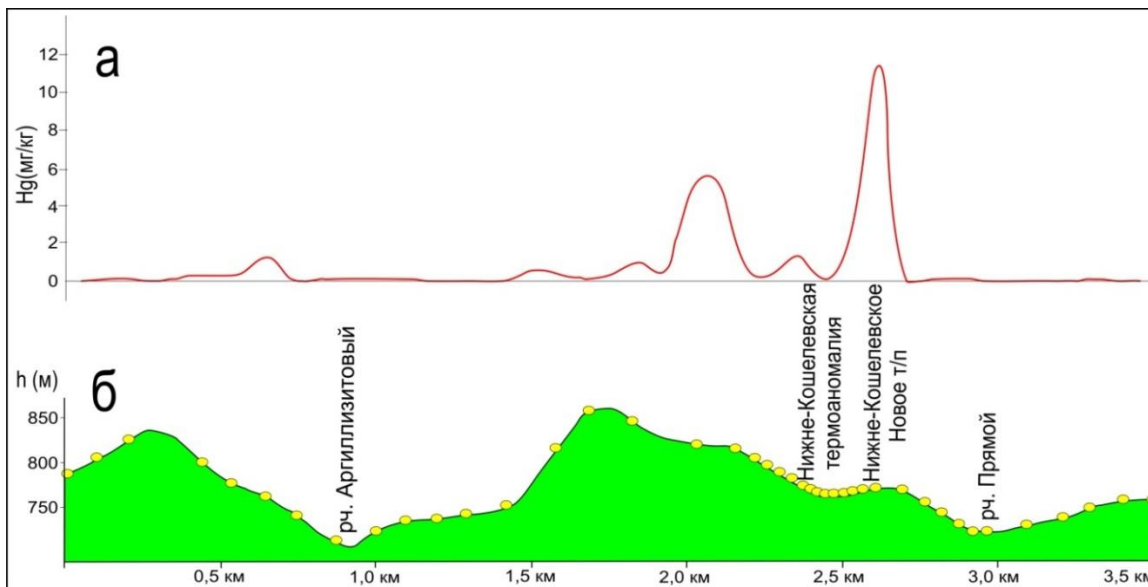


Рис. 23. Результаты геохимического опробования подпочвенного горизонта в районе западного склона Кошелевского вулканического массива: а) концентрации ртути в точках опробования и б) рельеф и точки опробования по пройденному профилю.

Существенный интерес представляет сопоставление температурных и литогеохимических (ртутометрических) площадных съемок на Нижне-Кошелевском Новом термальном поле, выполненных в 2009-2014 гг. Так, на рис. 24 представлены границы поля, проведенные по 20 °С изотерме, и их изменение в течение пяти лет (2009-2014 гг.). В целом, после внезапного прогрева поверхности, зарегистрированного в 2008 г. и продолжавшегося около 2 лет, начиная с 2010 и до 2016 года, происходило постепенное остывание площади поля. При этом расположение наиболее прогретых участков, несмотря на изменение температур, оставалось практически неизменным (Нуждаев, 2013). Было отмечено, что аномалии ртути и температуры имеют общее пространственное расположение. Максимальные концентрации ртути связаны с наиболее прогретыми участками и достигали десятков мг/кг (средние значения концентраций ртути в почвенно-пирокластических отложениях в различных температурных интервалах представлены в (табл. 8)). Распределение содержаний ртути находится в прямой корреляции с температурным полем. Более того, достаточно четко выделяются зоны относительно высоких концентраций ртути, соответствующие температурной зональности (табл. 8). Так, аномально высокие концентрации ртути, на площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля, находятся строго в пределах выделенной 20 °С изотермы, а максимальные концентрации ртути совпадают с участками, обладающими максимальными температурами. Кроме того, было отмечено изменение во времени формы и площади участков с аномально высокими

концентрациями ртути. Так, на площадных съемках 2011 и 2013 гг. участки с максимальной концентрацией ртути сохраняют свое положение относительно данных 2010 года, однако, уже в 2013 г. аномалии ртути становятся больше по площади, но при этом концентрации ртути уменьшаются (рис. 25). Например, максимальные значения концентрации ртути в 2011 и 2013 гг. составляли 23.5 и 15.6 мг/кг, соответственно (табл. 4). На раннем этапе образования Нижне-Кошелевского Нового термального поля (2010 г.) аномалии ртути с концентрацией $n \times 1$ мг/кг наблюдались только в центральной части и были связаны с $T > 25$ °С, но со временем аномалия расширилась по площади, и концентрации ртути того же порядка наблюдались на площади с $T = 20-25$ °С (2011 г.), а в 2013 году такие концентрации были обнаружены и в пробах с $T = 15-20$ °С (табл. 8).

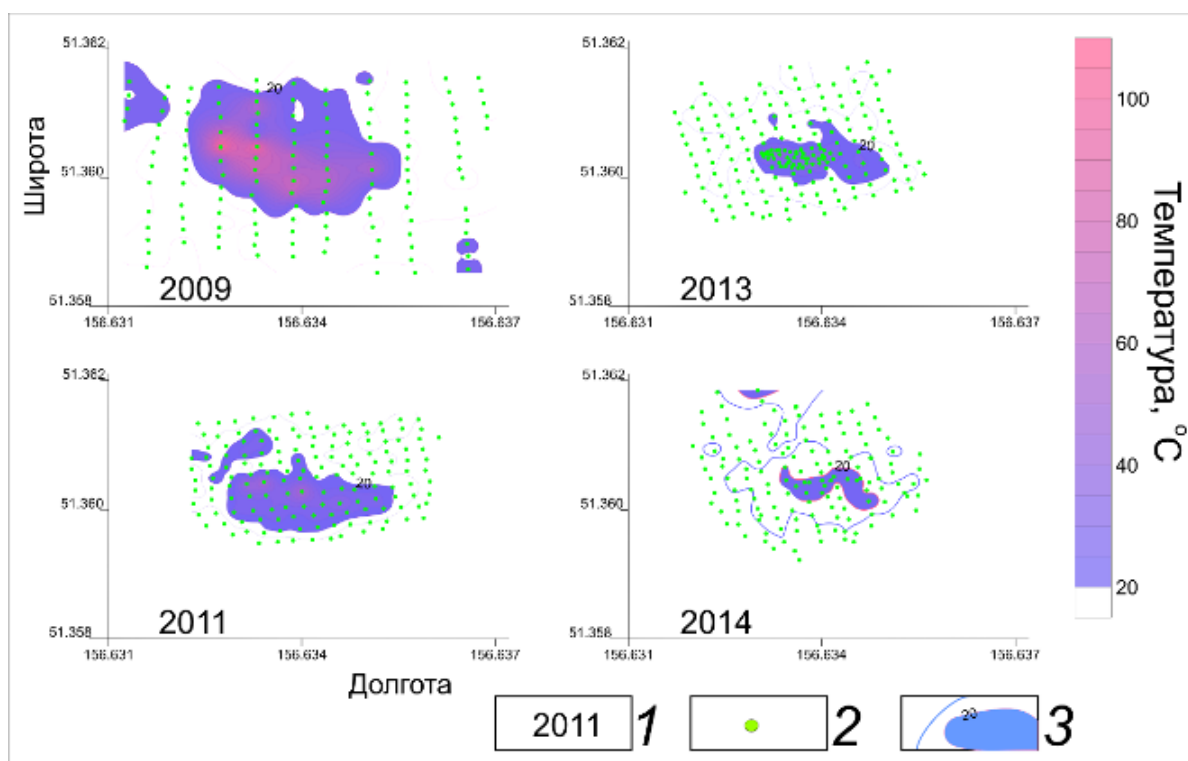


Рис. 24. Результаты площадных температурных съемок на площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля с 2009 по 2014 гг.: 1 – год съемки; 2 – точка съемки; 3 – границы поля по 15-20 °С изолинии.

Мы полагаем, что такая корреляция между концентрациями ртути и температурами прогрева термального поля свидетельствует о едином источнике и механизме образования и изменения температурных аномалий и поверхностных аномалий ртути. Образование данных аномалий является следствием поступления парогазовой составляющей, переносящей ртуть из близповерхностных областей перегретого пара, связанных с основной (Нижне-

Кошелевской) термоаномалией (Нуждаев, 2013). Затем ртуть, поступившая и накопившаяся в приповерхностных горизонтах, начинает постепенно мигрировать от центральной части аномалии к краям, т.е. происходит ее перераспределение, миграция и постепенное уменьшение в зоне поступления, и, вероятно, данные процессы впоследствии приводят к полному выносу ртути за пределы площади термального поля.

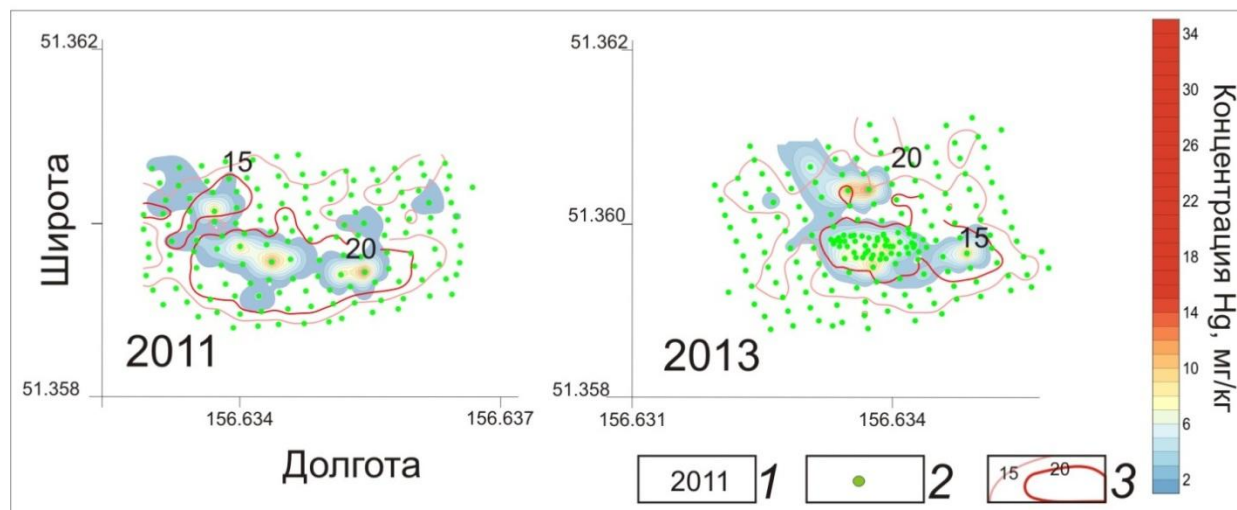


Рис. 25. Сопоставление температурных границ Нижне-Кошелевского Нового термального поля с концентрацией ртути в почвенно-пирокластических отложениях этого термального поля: 1 – год съемки; 2 – точка опробования; 3 – температурные границы поля по 15 и 20 °С изолиниям.

Горные породы. Распределение ртути было изучено в неизменных породах и в различной степени гидротермально измененных породах, для которых было определено более ста значений концентрации ртути (табл. 5).

Для неизменных пород Кошелевского вулканического массива, представленных, в основном, вулканитами андезитового, андезибазальтового и базальтового состава, концентрация ртути находится на уровне фоновых для Курило-Камчатского региона и составляет 0.019 мг/кг, что хорошо согласуется с ранее опубликованными данными (Леонова, 1979). Концентрация ртути на уровне фоновых значений наблюдается и в лимонит-гематитовых отложениях и различных солевых образованиях с поверхности термальных полей, среднее значение концентрации ртути в них составляет 0.02 мг/кг (рис. 26). В районах проявления гидротермальной активности, как правило, широко развиты породы, подвергшиеся гидротермальному воздействию, а именно: процессам выщелачивания и частичного замещения породообразующих минералов. Однако некоторые из этих пород находились вне зоны воздействия современных гидротермальных растворов в связи с

уменьшением масштабов гидротермальной активности или в связи с изменениями условий разгрузки гидротерм. Для таких пород концентрации ртути варьировали в интервале 0.03-4.03 мг/кг, при среднем значении в 0.59 мг/кг.

В ходе проходки шурфов на площади Нижне- и Верхне-Кошелевских термальных полей в толще глин были встречены обломки исходных андезитов, которые при длительном воздействии гидротермальных растворов были преобразованы в опалиты и глинистый материал (Лучко, 2009). Их опробование показало концентрацию ртути, равную 0.53 мг/кг (табл. 5, рис. 26), что в среднем превышает фоновые значения на порядок. При этом, в отдельных образцах концентрация ртути может существенно превышать это значение, достигая 4.25 мг/кг (табл. 5).

Кремнистые корки, насыщенные сульфидами, встреченные на устье мощных парогазовых струй с температурой 120 °С, являются редкими образованиями. Концентрация ртути в них колеблется в широких пределах 0.1-2.8 мг/кг, а среднее составляет 0.55 мг/кг.

Наиболее высокие концентрации ртути наблюдаются в горных породах, подвергшихся глубокому гидротермальному изменению, где большая часть породообразующих минералов была заменена и преобразована в опал или полностью изменена до кварцитов и монокварцитов, как в отдельных образцах. Концентрации ртути для этих пород находятся в интервале значений 0.05-5.73 мг/кг, среднее значение составляет 0.87 мг/кг (табл. 5; рис. 26).



Рис. 26. Диаграмма распределения средних значений концентрации ртути в различных типах горных пород Кошелевского вулканического массива.

Глинистая толща. Процесс формирования глинистой толщи в приповерхностной зоне термальных полей является результатом переработки вулканогенных пород гидротермальными растворами с замещением первичных минералов глинистыми. При этом замещение обычно имеет псевдоморфный характер, и породы, как правило, сохраняют первичную структуру. Подобные процессы происходят под действием кислых и слабокислых ($\text{pH} = 3.5-5.5$; $T \leq 95$ °C) сульфатных вод смешанного катионного состава и гидрокарбонатно-сульфатных аммониевых вод, в результате чего андезиты постепенно преобразуются в глины (Лучко, 2009). Преобразование начинается по проницаемым зонам трещиноватости и высокой пористости, в которые термальные растворы проникают в первую очередь. В результате стенки трещин замещаются глинистыми минералами. Постепенно в зону переработки захватываются все большие участки вулканитов. Сформированная глинистая толща неоднородна, содержит фрагменты первичных пород разной степени измененности. Глинистые минералы, в основном, представлены смектитом, каолинитом и монтмориллонитом. Стоит отметить, что для изучаемых термальных аномалий опробование глинистой толщи на определение содержания ртути ранее проводилось лишь для оценки общих условий ее поведения в гидротермальном процессе (Озерова, 1986; Трухин, Степанов, 1986).

В настоящей работе впервые было проведено систематическое послонное опробование всей толщи глин на различных участках термальных полей, отличающихся физико-химическими режимами разгрузки парогидротерм, с целью определения в них концентраций ртути.

В общей сложности было изучено распределение ртути примерно в 40 разрезах шурфов и малоглубинных скважин колонкового бурения (табл. 9). В целом, глинистая толща характеризуется высокими, до ураганных, концентрациями ртути от 0.1-0.5 до 10-20 мг/кг, а на отдельных случаях – до 50 мг/кг и выше. Из представленных в табл. 9 данных хорошо видно различие между глинистыми образованиями на разных термальных полях Кошелевского вулканического массива. Для Верхне-Кошелевского термального поля средние концентрации ртути находятся на уровне 1-2 мг/кг. При этом наблюдается равномерное обогащение ртутью всего разреза, и каких-либо закономерностей в распределении ртути выявлено не было. Несколько иная ситуация наблюдается на Нижне-Кошелевском термальном поле, где по всему разрезу наблюдаются повышенные концентрации ртути при средних значениях в 1.4-10.5 мг/кг, однако в некоторых разрезах наблюдается увеличение концентрации ртути в приповерхностных слоях до ураганных значений (в отдельных пробах они достигают 78.0 мг/кг) (рис. 27).

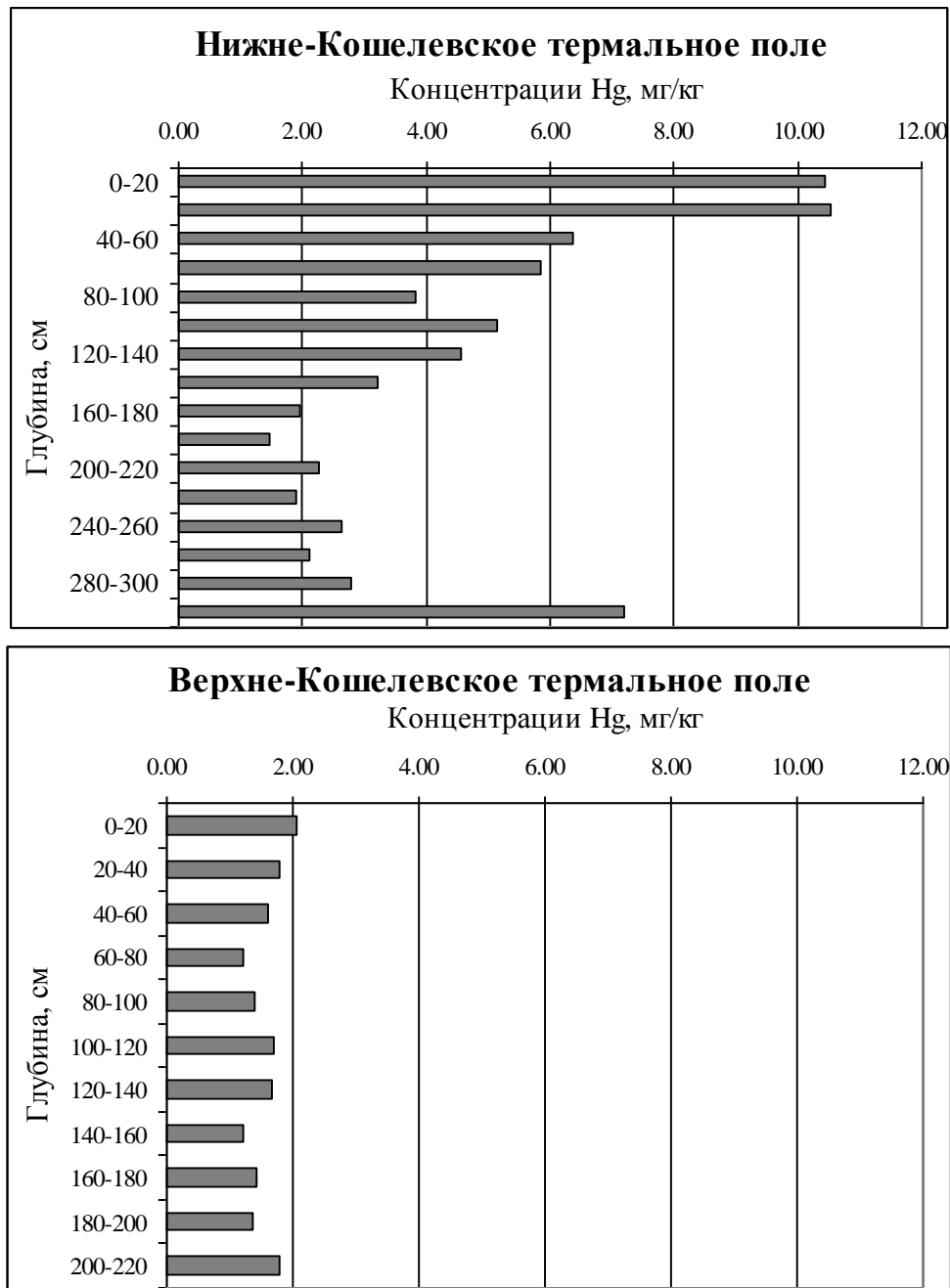


Рис. 27. Диаграммы распределения средних значений концентрации ртути в разрезах глинистой толщи Нижне-Кошелевского и Верхне-Кошелевского термальных полей.

К гидротермальным глинистым образованиям Кошелевского вулканического массива можно отнести и глины палеогидротермальной системы р. Третья речка, вскрытые оползнем. Глинистые образования этого участка можно назвать относительно «свежими», из-за хорошо сохранившихся в них крупных и неизмененных кристаллов пирита и самородной серы. Средняя концентрация ртути в этих образованиях составляет 0.5 мг/кг (табл. 9), что почти два раза ниже значений, полученных для активных термальных полей, но при этом существенно превышает фоновое значение.

На площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля были пройдены шурфы в центральной части поля (образцы НКН-1/10, НКН-1/11, НКН-1/13, см. табл. 10) и на видимой границе поля (образцы НКН-2/10, НКН-2/11, НКН-2/13 см. табл. 10). Шурфы проходились на всю мощность почвенно-пирокластического чехла (делювиальных отложений). Данные о литологическом строении вскрытых толщ представлены на рис. 28. На границе поля в шурфах НКН-2/11 и НКН-2/13 в нижних слоях на глубине более 150 см были отмечены следы аргиллизации мелкого материала отложений и разложение крупных обломков, что характерно для начальных стадий гидротермально-метасоматических изменений пород, приводящих к формированию глинистых толщ. Начиная с 2010 и до 2013 г. степень (интенсивность) аргиллизации в данных слоях последовательно возрастала. При этом, если в 2011 г. собственно глины образовывали прослой на интервале 120-140 см (в подошве этого горизонта), то в 2013 г. в глины превращен субстрат всего горизонта. Это свидетельствует о высокой скорости и интенсивности гидротермально-метасоматического изменения отложений в центральной, наиболее прогретой части Нижне-Кошелевского Нового термального поля. В шурфах на периферии поля (НКН-2/10, НКН-2/11, НКН-2/12) также наблюдается появление аргиллизированного материала в нижних горизонтах, видимо, связанное с некоторым прогревом (до 37 °С) основания толщи поля вследствие поступления геотермального теплоносителя.

Для разрезов центральной части Нижне-Кошелевского Нового термального поля характерны высокие концентрации ртути в интервале значений от 0.1 до 6.7 мг/кг (табл. 10), по всей толщ отложений. Благодаря тому, что наблюдения имели регулярный характер, удалось проследить перераспределение ртути в разрезе. Среднее значение концентрации ртути в разрезах центральной части поля составило 1.3 мг/кг. На ранних этапах образования аномалии Нижне-Кошелевского Нового термального поля были зафиксированы высокие концентрации ртути в нижней и центральной части разреза, а в последующие годы наблюдалось перераспределение ртути в разрезе – ее уменьшение в нижних горизонтах и накопление (миграция) в верхних приповерхностных горизонтах (рис. 29). Иная ситуация обстоит с шурфами, пройденными на границе Нижне-Кошелевского Нового термального поля. Концентрация ртути здесь несколько ниже и находится в интервале значений от 0.15 до 1.70 мг/кг, среднее значение 0.65 мг/кг. На протяжении всего периода наблюдения в шурфах на границе Нижне-Кошелевского Нового термального поля происходило последовательное увеличение концентраций ртути по всему разрезу, кроме приповерхностного горизонта (рис. 29).

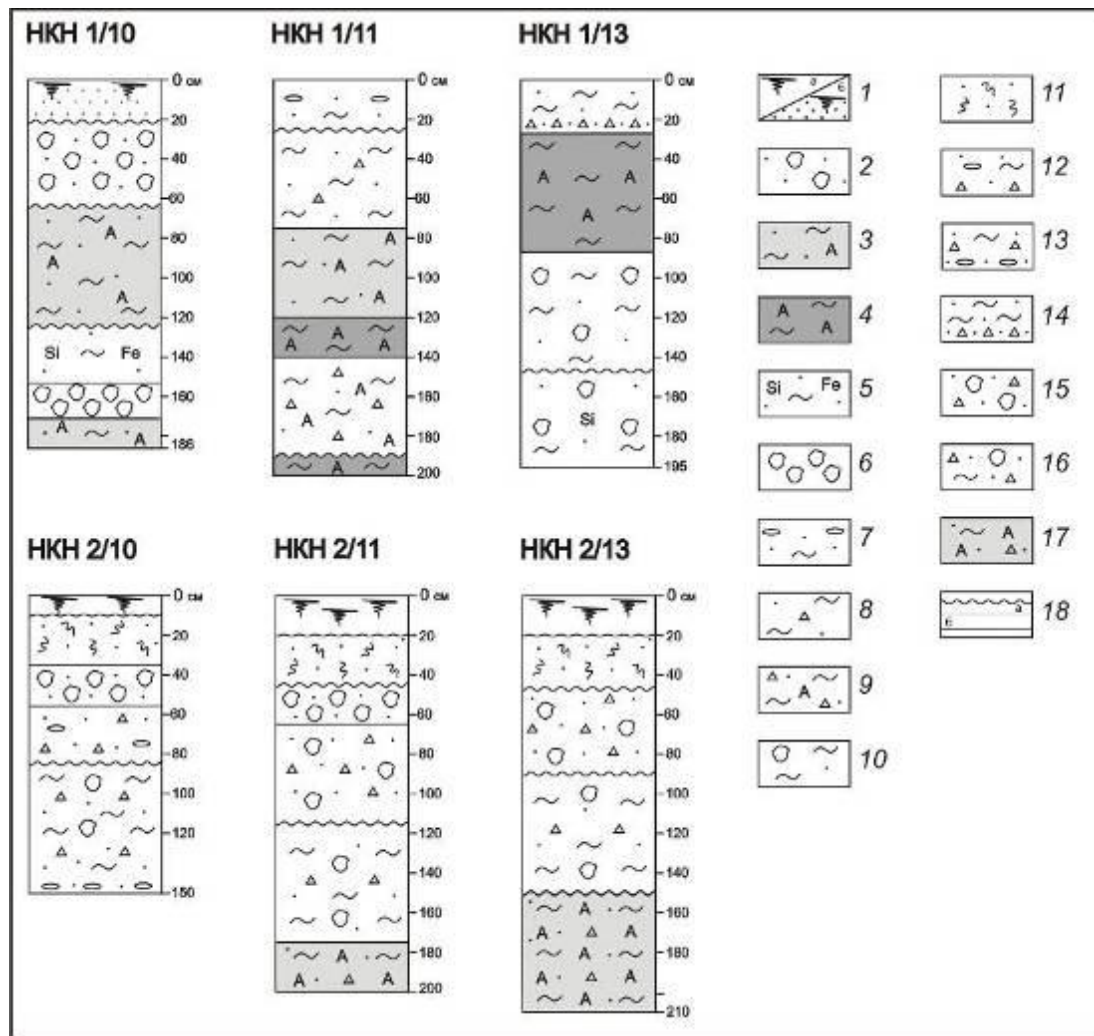


Рис. 28. Литологические колонки шурфов, пройденных на площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля: 1 – дёрн; 2 – валунник с супесью; 3 – пластичный аргиллизированный суглинок; 4 – ярко-фиолетовые глины; 5 – суглинки со следами окремнения и гематитизации; 6 – валунник; 7 – суглинок с галькой; 8 – суглинок с щебнем; 9 – аргиллизированный суглинок с щебнем; 10 – суглинок с отдельными валунами; 11 – обгоревший почвенно-растительный слой; 12 – суглинок с галькой и щебнем; 13 – суглинок с щебнем и прослоем гальки в основании слоя; 14 – суглинок с щебнем в основании слоя; 15 – супесь с щебнем и валунами; 16 – суглинок с щебнем и валунами; 17 – аргиллизированный суглинок с щебнем; 18 – границы между слоями (а – резкая; б – постепенная).

Природные термальные воды. Определение концентрации ртути проводилось во всех доступных типах вод исследуемого района. Наиболее объемный материал был получен на площади Нижне-Кошелевского термального поля, где выделяется более 100 паровых струй, водных и грязеводных котлов (в разные годы их количество колебалось от 105 до 124) (рис. 13, 14) (табл. 6). Опробование гидротермальных растворов проводилось в течение нескольких лет (опробовались все доступные типы вод) и показало весьма неоднородное распределение концентраций ртути в различных типах вод. Наибольшее содержание ртути наблюдается в

пульсирующих прозрачных газонасыщенных котлах (в отдельных пробах концентрация ртути достигала 3.49 мкг/л при среднем значении 0.35 мкг/л). Так же высокая (но несколько меньшая в сравнении с пульсирующими котлами) концентрация ртути (0.18 мкг/л) связана с растворами грязеводных котлов. В водах из ручьев, дренирующих термальные поля, концентрации ртути ниже (среднее значение 0.10 мкг/л), что объясняется смешением термальных вод с поверхностными метеорными водами (рис. 30).

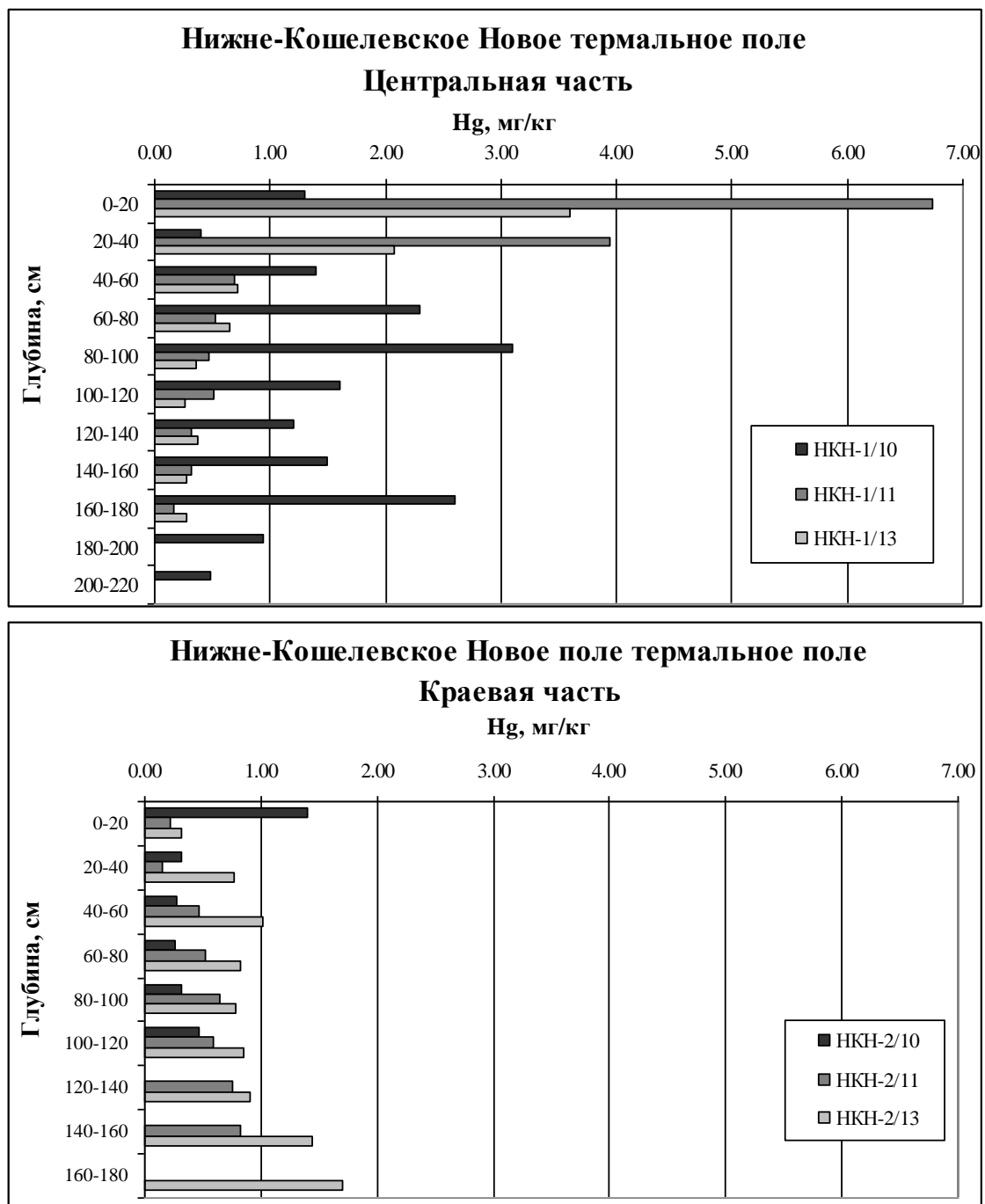


Рис. 29. Диаграммы распределения концентрации ртути в разрезах почвенно-пирокластического чехла в центральной и краевой части Нижне-Кошелевского Нового поля (в период с 2010 по 2013 гг.).

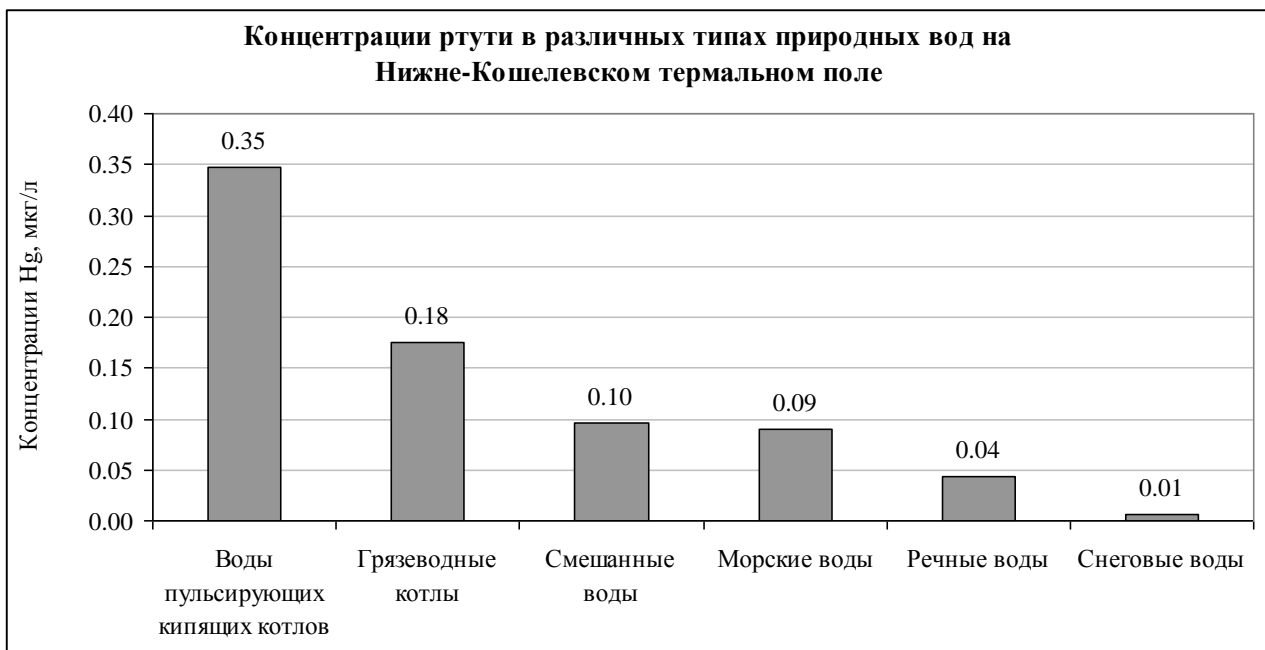


Рис. 30. Диаграмма распределения средних значений концентрации ртути в различных типах природных вод на площади Нижне-Кошелевского термального поля.

Пароконденсат. Пароконденсат можно рассматривать как отдельный тип природных вод, образовавшихся в результате конденсации поступающих с глубины гидротермальных растворов, находящихся в парогазовой фазе. Известно, что в парогазовой фазе ртуть может находиться в ураганных концентрациях, но единого мнения о природе столь высоких концентраций в настоящее время не существует. Для Нижне-Кошелевского термального поля наблюдаются существенные отличия в концентрации ртути в парогазовых струях на разных участках поля (рис. 13) (табл. 11). Более высокие значения ртути характерны для Верхнего и Западного участков – 1.97 мкг/л и 2.76 мкг/л, соответственно. Содержание ртути на участках Большая Сухая Воронка и Центральный ниже и составляет 1.65 мкг/л и 1.50 мкг/л, соответственно. По-видимому, это объясняется разным гидрогеологическим режимом этих участков. Так, участки Большая Сухая Воронка и Центральный характеризуются существенно более высоким обводнением и интенсивными эрозионными процессами (что также во многом связано с обилием метеорных и смешанных вод в этой части термоаномалии) (рис. 31). Таким образом, парогазовая фаза Верхнего и Западного участков более сухая, что, по-видимому, и определяет более высокие концентрации ртути в парогазовых струях этих участков.

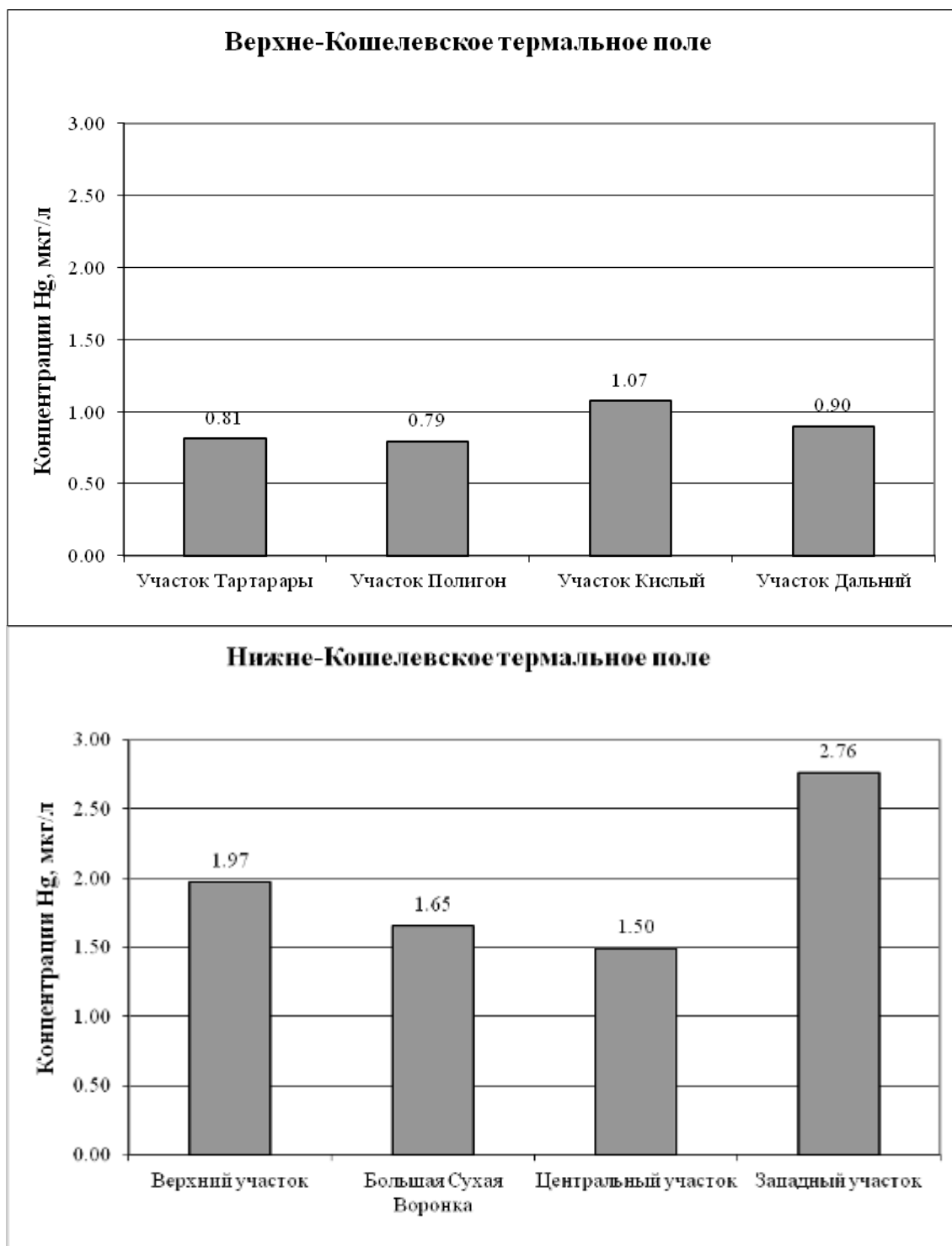


Рис. 31. Диаграмма распределения средних значений концентрации ртути (по участкам) в пароконденсатах на термальных полях: а) Нижне-Кошелевское; б) Верхне-Кошелевское.

Неоднородное распределение концентрации ртути в *пароконденсатах* наблюдается и на Верхне-Кошелевском термальном поле, где на участках Тартарары (0.81 мкг/л) и Кислый (1.07 мкг/л) отмечаются несколько более высокие концентрации ртути в сравнении с

участками Полигон (0.79 мкг/л) и Дальний (0.90 мкг/л). Однако различия в значениях концентрации не такие большие, как на Нижне-Кошелевском термальном поле.

В целом, для Нижне-Кошелевского термального поля концентрации ртути в парогазовой фазе выше, чем в парогазовых струях на Верхне-Кошелевском термальном поле. По всей видимости, высокие концентрации ртути связаны с зоной кипения гидротермальных растворов, подходящей к поверхности в районе Нижне-Кошелевского термального поля (рис. 8) и вскрытой разведочным глубоким бурением. В 2017 году была отобрана проба пара из глубокой скважины ДП 10, продолжавшей парение через повреждение в оголовке. Концентрация ртути в этой пробе является максимальной из всех полученных нами в рамках данной работы и составила 103.1 мкг/л.

3.6 Концентрация ртути в различных средах и в районах современной гидротермальной активности на примере Паужетской гидротермальной системы

Почвенно-пирокластические отложения. Концентрация ртути в почвенно-пирокластических отложениях в районе Паужетского месторождения находится в диапазоне от 0.01 до 3.8 мг/кг, а в отдельных пробах, связанных с термальными полями, достигает 6.6 мг/кг, при этом средняя концентрация ртути для отложений за пределами современных термальных полей составляет 0.08 мг/кг. Данные площадной литогеохимической и температурной съемок, выполненных в районе Верхне-Паужетского термального поля в 2005 году, представлены в табл. 4 и на рис. 32. Согласно полученным данным (табл. 4), аномалии ртути приурочены к площади современного термального поля.

Породы керна глубоких скважин. Разрез Паужетского месторождения был разбурен и изучен на глубину до 1200 м (Структура гидротермальной..., 1993). Сохранившийся керн скважин К6, К13, К13, К20, К21 использовался для изучения концентрации ртути в недрах Паужетской гидротермальной системы. В разрезе были выделены следующие зоны изменения пород: кислотного выщелачивания (приповерхностная); аргиллизации и цеолитизации; цеолитизации и фельдшпатизации; пропилитизации (Структура гидротермальной..., 1993). Наиболее высокие концентрации ртути отмечаются в пропилитизированных ксенотуфах, содержащих пирит, карбонаты и цеолиты.

Устойчиво высокие значения ртути характерны и для кварц-адуляровых метасоматитов зоны перехода жидкость-пар. Опробование проводилось с различных интервалов для материала четырех скважин, при этом минимальные глубины – 12 м, а максимальные – 436 м (табл. 5). Для данных проб концентрации ртути колеблются в широких

пределах 0.05-3.7 мг/кг при среднем значении содержания ртути, равном 0.81 мг/кг, что в целом соответствует концентрациям ртути в породах, находящихся под воздействием современных гидротермальных растворов (согласно другим исследованным объектам).

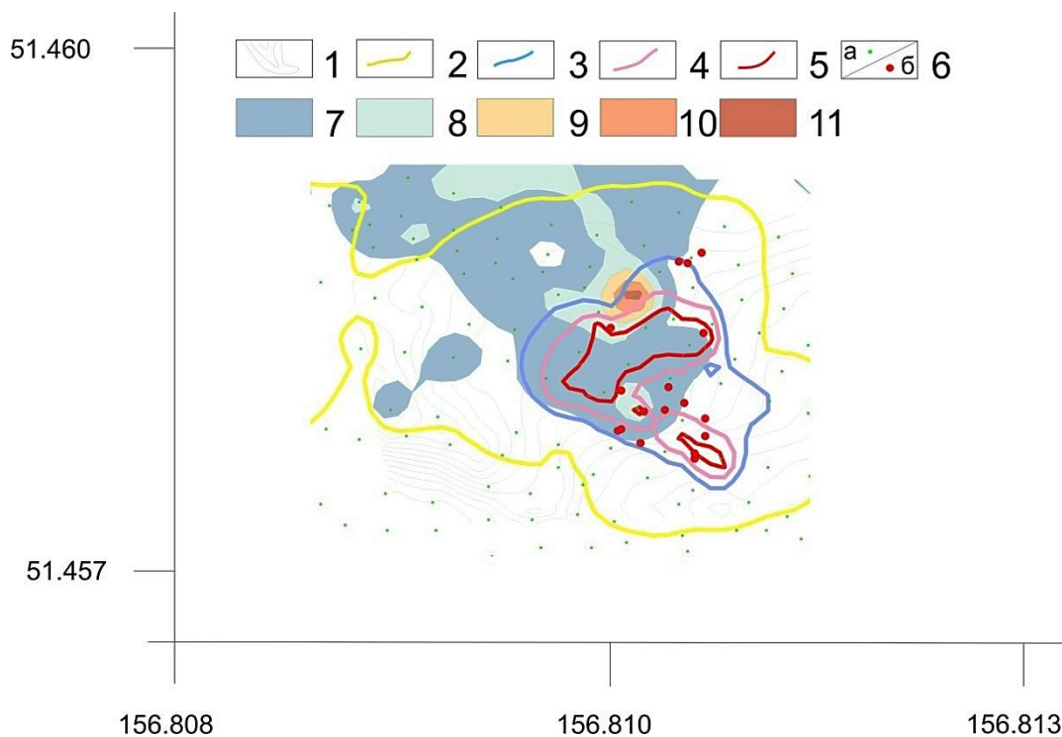


Рис. 32. Распределение ртути в почвенно-пирокластических отложениях в районе Верхне-Паужетского термального поля, по результатам съемки 2005 г. 1 – рельеф; 2 – изолиния температуры 15 °С; 3 – изолиния температуры 60 °С; 4 – изолиния температуры 80 °С; 5 – изолиния температуры 100 °С; ба – точки опробования, бб – котлы, парогазовые струи; 7 – участки поля с концентрацией 1-2 мг/кг; 8 – участки поля с концентрацией 2-3 мг/кг; 9 – участки поля с концентрацией 3-4 мг/кг; 10 – участки поля с концентрацией 4-5 мг/кг; 11 – участки поля с концентрацией 5-6 мг/кг.

Глинистые толщи достаточно широко развиты в районе Паужетской гидротермальной системы. Основные объекты, где проводилось изучение данных образований: Верхне- и Восточно-Паужетские термальные поля, являющиеся наиболее крупными из представленных на сегодняшний день термопроявлений в районе Паужетской гидротермальной системы. На площади обоих полей была пройдена 31 выработка, в которых поинтервально через каждые 20 см были отобраны образцы глинистого материала. Общее количество проб составило более 500. Результаты по концентрации ртути представлены в табл. 9. В целом, для глинистых образований Паужетских термальных полей характерны более низкие концентрации, чем для Кошелевских. Распределение ртути в разрезе глинистой толщи

неоднородно и имеет собственные характерные особенности. Верхние горизонты Паужетских полей сложены так называемыми «синими глинами» с большим количеством пирита и оксидов железа (Рычагов и др., 2008). С этими горизонтами связаны и максимальные значения концентрации ртути – в среднем 1-2 мкг/кг, в отдельных пробах до 6.3 мг/кг, в то время как для остальной части разреза содержание ртути существенно ниже и составляет 0.1-0.3 мг/кг, что может быть объяснено высокой сорбционной емкостью пирита. На Верхне-Паужетском термальном поле некоторое увеличение концентраций ртути наблюдается на глубинах около 2.5 м, как правило, это связано с древними «погребенными» почвенными горизонтами (рис. 33).



Рис. 33. Диаграмма распределения средних значений концентрации ртути в разрезах глинистой толщи на площади Верхне-Паужетского термального поля (диаграмма построена по усредненным данным по всем разрезам).

Современные кремнистые минеральные образования. В процессе эксплуатации Паужетского геотермального месторождения за счет постоянного сброса некоторого объема пароводяной смеси на дневную поверхность образуются кремнистые отложения (искусственные «гейзериты»), заполняющие долины временных или постоянных водотоков. Отложения имеют мощность от 20-30 до > 80 см, протяженность до 600-700 м при средней ширине 5-10 м, продолжительность формирования толщи кремнистых осадков исчисляется

25-30 годами (Rychagov, 2006). В работе было изучено распределение ртути в кремнистых осадках, образующихся на сбросе термальных вод из трех эксплуатационных скважин: R-106, ГК-3 и R-120. В целом, осадки содержат ртуть на низком уровне, близком к фоновым значениям (интервал значений 0.01-0.03 мг/кг). Высокими значениями ртути отличаются кремнистые осадки, образующиеся непосредственно на изливе термальных вод из скважин (0.20-0.42 мг/кг). При этом прослеживается тенденция снижения концентраций ртути вниз по простиранию кремнистого плаща, а также от верхнего слоя к нижнему. В разрезе, где вскрыта подошва толщи кремнистых отложений, отмечается увеличение концентраций ртути в нижних слоях на 1 порядок, что связано, по-видимому, с высокой сорбционной способностью органического вещества (Рычагов и др., 2009).

Природные воды и воды глубоких скважин. В районе Паужетской гидротермальной системы находится несколько естественных разгрузок гидротермальных растворов: Верхне-, Нижне-, Южно- и Восточно-Паужетские термальные поля, а также разгрузки в верховьях ручья Быстрого. В рамках данной работы было опробовано большинство доступных для опробования водных котлов. Все разгрузки в настоящее время представлены небольшими кипящими водными, грязеводными и грязевыми котлами (табл. 6). Помимо этого, в настоящее время на Паужетском месторождении в эксплуатации находится 9 скважин, которые удастся регулярно опробовать. Концентрация ртути в воде, выводимой скважинами на поверхность, незначительны и составляют порядка 0.02-0.04 мкг/л. Однако, даже при столь малых концентрациях, глубинные воды, поступая на поверхность, образуют на поверхности аномалии с высокими содержаниями ртути, как указанные выше современные кремнистые образования. Таким образом, глубинные гидротермальные растворы являются основным агентом, поставляющим ртуть к дневной поверхности, что приводит к формированию ртутных аномалий из гидротермальных растворов, содержащих фоновые концентрации этого элемента.

Пароконденсат. На площади Паужетского месторождения опробовались все пригодные для опробования парогазовые струи на Верхне- и Восточно-Паужетском термальных полях (табл. 11). Для опробованных полей наблюдаются отличия в концентрациях ртути. В пароконденсатах на Верхне-Паужетском поле среднее содержание ртути составляет 0.80 мкг/л, а на Восточно-Паужетском поле – 0.17 мкг/л.

3.7 Концентрация ртути в различных средах в районах современной гидротермальной активности на примере термальных полей Камбального вулканического хребта

Глинистая толща. Наибольшими значениями концентрации ртути среди изученных глинистых образований Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района характеризуются глинистые толщи термальных полей Камбального вулканического хребта. Концентрации ртути в глинистой толще, полученные для термальных полей, приуроченных к Камбальному вулканическому хребту, представлены в табл. 9. В глинистой толще Южно-Камбального Дальнего термального поля среднее содержание ртути находится на уровне 7.5 мг/кг, наблюдается постепенное уменьшение концентраций ртути к основанию разреза от 18.7 мг/кг до 0.8 мг/кг, и на забое происходит резкое увеличение до 66.7 мг/кг (рис. 34).

В глинистой толще Южно-Камбального Центрального термального поля концентрации ртути колеблются в очень широком интервале значений от 0.6 до 61.6 мг/кг, а среднее значение составляет 6.17 мг/кг. При этом высокие концентрации ртути характерны для всего разреза, в разных выработках наиболее высокие концентрации ртути наблюдаются в различных частях разреза, как у основания вскрытой толщи, так и в приповерхностных горизонтах. Стоит отметить, что содержание ртути в глинистой толще Южно-Камбального Центрального термального поля является максимальным из полученных в рамках данной работы.

Природные воды на площади Камбального хребта опробовались, в разные годы, на трех термальных полях: Южно-Камбальных Дальнем, Центральном и Северо-Камбальном. В воде Северо-Камбального термального поля концентрация ртути находится в интервале 0.01-0.28 мкг/л, среднее значение 0.10 мкг/л. В воде Южно-Камбального Центрального поля концентрации ртути несколько выше и составляют 0.1-1.14 мкг/л, при среднем значении – 0.40 мкг/л. Максимальные концентрации ртути были определены в водах Южно-Камбального Дальнего термального поля и составили 0.24-3.52 мкг/л, со средним значением 0.52 мкг/л. Как и в водах Кошелёвских термальных полей, в водах термальных полей Камбального хребта максимальные концентрации ртути были обнаружены в пробах из горячих пульсирующих (газонасыщенных) водных котлов. Воды со всех трех термальных полей, приуроченных к Камбальному вулканическому хребту, отличаются несколько более высокими концентрациями ртути в сравнении с другими рассмотренными нами термальными полями (табл. 6).

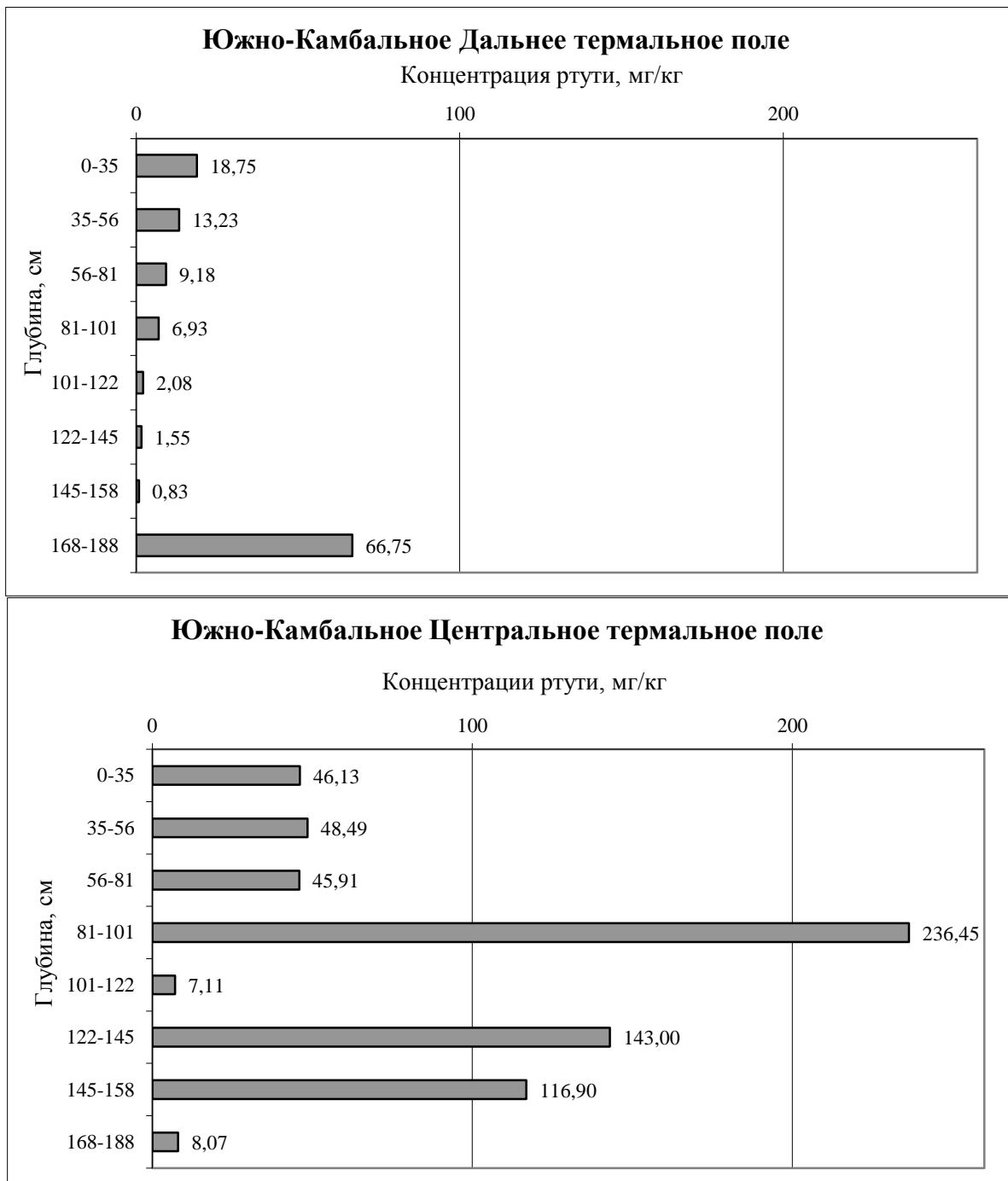


Рис. 34. Диаграммы значений концентрации ртути в разрезах глинистой толщи на термальных полях Камбального вулканического хребта: а – Южно-Камбальное Центральное; б – Южно-Камбальное Дальнее.

При сравнении концентраций ртути в термальных водах с площади термальных полей Камбального хребта, отобранных до и после извержения Камбального вулкана, каких-либо значимых изменений в концентрациях ртути в воде в связи с извержением обнаружено не было.

Пароконденсат. Опробование парогазовых струй проводилось на трех термальных полях Камбального вулканического хребта: Северо-Камбальном, Южно-Камбальном Центральном и Дальнем; опробовались все наиболее крупные разгрузки. Данные по концентрациям ртути в пароконденсатах Камбального хребта приведены в табл. 11. Концентрация ртути в парогазовых струях (2012 г.) Южно-Камбального Дальнего термального поля находится в интервале 6.25-25.3 мкг/л, со средним значением 10.49 мкг/л. На Южно-Камбальном Центральном поле в 2017 году концентрация ртути в парогазовых струях составляла 8.99-29.28 мкг/л, при среднем значении 16.87 мкг/л. Северо-Камбальное термальное поле – единственное поле Камбального хребта, где удалось провести опробование парогазовых струй до и после извержения Камбального вулкана (2017 г.). В пробах, отобранных в 2011 году, концентрация ртути составляла 2.73-4.95 мкг/л, при среднем значении в 3.55 мкг/л. Опробование 2017 года (после извержения) проводилось в тех же точках, что и опробование 2011 года (насколько это было возможно), концентрация ртути в парогазовых струях составила 4.52-24.79 мкг/л со средним значением 13.49 мкг/л. Таким образом, концентрация ртути в 2017 году выросла более чем в три раза по сравнению с 2011 годом, что логично было бы связать с произошедшим извержением Камбального вулкана.

Глава 4 Особенности геохимии ртути в современных гидротермальных системах

4.1 Общая характеристика поведения ртути на объектах Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района

В начале этой главы стоит отметить, что до настоящей работы в опубликованной литературе и фондовых материалах (Озерова, 1986; Огородова, 1971) отмечалось, что для Паужетско-Камбально-Кошелёвского района в целом, и для его термальных полей в частности характерны повышенные концентрации ртути. Однако детального изучения поступления ртути и сравнения между отдельными крупными геотермальными объектами не проводилось. Как отмечалось ранее (глава 2), гидротермальные системы, с которыми связаны крупные термальные поля района, характеризуются разным гидродинамическим типом. Так, Кошелёвская и Камбальная гидротермальные системы характеризуются пародоминирующим режимом, а Паужетская гидротермальная система – вододоминирующим.

При этом, как было написано выше (глава 2), гидротермальные системы отличаются по характеру теплового питания. Так, формирование Нижне-Кошелёвского термального поля связывают с крупной глубинной проницаемой зоной, контролировавшей формирование Кошелёвского вулканического массива, по которой, в составе гидротермальных растворов, поступают глубинные флюиды (Писарева, 1987; Сержников, 1978; Вакин и др., 1976). Верхне-Кошелёвское термопроявление связывают с зоной контакта крупной близповерхностной интрузии и экструзивного тела, сформировавшихся на завершающих этапах образования Кошелёвского вулканического массива (Вакин и др., 1976). Гидротермальная система Камбального хребта предположительно имеет связь с глубинной проницаемой структурой Камбального вулкана, а поступающий глубинный теплоноситель (флюид) имеет мантийную природу и подпитывается теплом и флюидом от остывающих крупных интрузивных тел, образованных вдоль оси Камбального хребта (Структура гидротермальной..., 1993). Образование Паужетской системы связывают либо с тепловым потоком Камбального вулканического хребта (Белоусов и др., 1976), либо с питающими систему малоглубинными интрузиями (Структура гидротермальной..., 1993).

Детальное исследование распределения ртути для термальных полей данного района ранее не проводилось. Далее приводится анализ фактического материала, полученного в настоящей работе и представленного в главе 3.

Рассмотрим данные по концентрации ртути в твердой, жидкой и газообразной средах на различных объектах Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района.

Для удобства сравнения весь имеющийся массив данных по концентрациям ртути будет рассмотрен в виде средних значений, посчитанных для различных гидротермальных систем.

Горные породы. Весь имеющийся массив данных по концентрациям ртути в горных породах, представленный в таблице 5, разделим на две крупные группы: первая группа – неизменные горные породы, не участвовавшие в гидротермальном процессе, характеризующиеся фоновыми значениями концентрации ртути, и вторая группа – породы, подвергшиеся воздействию гидротермальных растворов. Как было отмечено выше, фоновые концентрации ртути для горных пород Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района составляют 0.02 мг/кг. В то же время, для всех трех гидротермальных систем района характерны значения ртути в горных породах, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов, в среднем на 1-2 порядка выше фоновых значений. Для Паужетской гидротермальной системы среднее значение ртути в гидротермально измененных породах является минимальным для рассматриваемых объектов и составляет 0.53 мг/кг, для Кошелевской гидротермальной системы – 0.81 мг/кг, и максимальные средние значения концентрации ртути в измененных породах наблюдаются в породах Камбального хребта и составляют 2.86 мг/кг (рис. 35).



Рис. 35. Диаграмма средних значений ртути в гидротермально измененных породах на различных объектах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.

Глинистая толща. Как было показано выше (Глава 3, пункт 3.4, табл. 9), глинистая толща на поверхности термальных полей, является средой, накапливающей ртуть, поступающую в составе гидротермальных растворов в период гидротермальной активности. На разных термальных полях, от поля к полю, концентрации ртути могут отличаться весьма существенно (рис. 36). Для удобства анализа большого объема данных о концентрациях ртути в глинистой толще термальных полей были рассчитаны средние значения для разных систем. Так, наименьшие концентрации ртути наблюдаются в глинистой толще термальных полей Паужетской гидротермальной системы (0.56 мг/кг), средние концентрации ртути в глинистой толще термальных полей Кошелевского вулканического массива превышают Паужетские значения примерно в 9 раз, составляя 4.55 мг/кг, а для Камбальной – более чем в 12 раз, составляя 6.76 мг/кг.

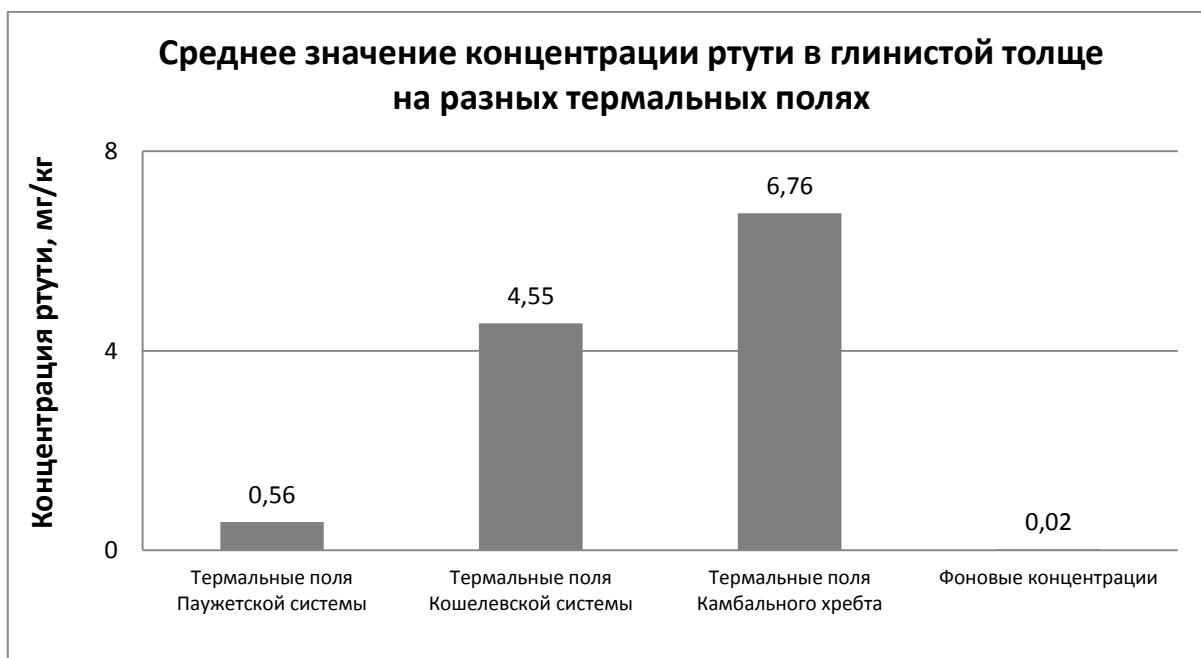


Рис. 36. Диаграмма средних значений ртути в глинистой толще на поверхности термальных полей на разных объектах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.

Термальные воды на поверхности термальных полей, как было сказано выше (Глава 3), представлены метеорными водами, смешанными с глубинными гидротермальными растворами. Концентрации ртути в термальных водах, относящихся к разным гидротермальным системам, различны. Так, средние значения концентрации ртути в термальных водах для различных объектов района исследования находятся в интервале от 0.06 до 0.34 мкг/л (рис. 37). Среди представленных объектов наименьшие значения

концентрации ртути наблюдаются на термальных полях Паужетской гидротермальной системы, где среднее значение ртути в воде составляет 0.06 мкг/л (рис. 37). Несколько более высокие значения характерны для гидротермальных растворов Кошелевских термальных полей при средних 0.24 мкг/л, самые высокие средние значения характерны для термальных вод Камбального вулканического хребта и составляют 0.34 мкг/л (рис. 37).

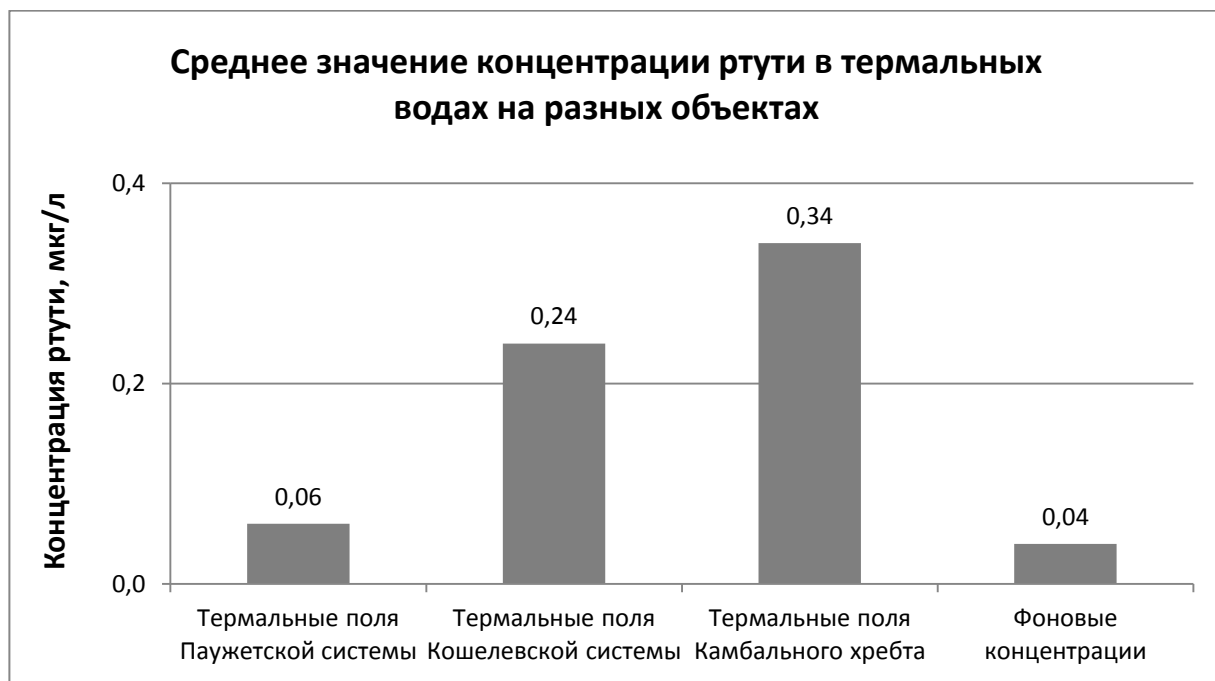


Рис. 37. Диаграмма средних значений ртути в гидротермальных растворах на разных объектах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.

Пароконденсаты. Среди всех исследованных типов вод самые высокие концентрации ртути характерны для пароконденсата. Для пароконденсата выдерживается тот же ряд средних значений концентрации ртути, что и для термальных вод: термальные поля Паужетской гидротермальной системы (1.04 мкг/л) → термальные поля Кошелевского вулканического массива (5.34 мкг/л) → термальные поля Камбального хребта (9.22 мкг/л) (рис. 38). Из приведенного выше материала видно, что гидротермальные системы Кошелевского вулканического массива и Камбального вулканического хребта отличаются по количеству выносимой ртути от Паужетской гидротермальной системы, что, по всей видимости, связано с разницей в источнике теплового питания рассматриваемых систем.

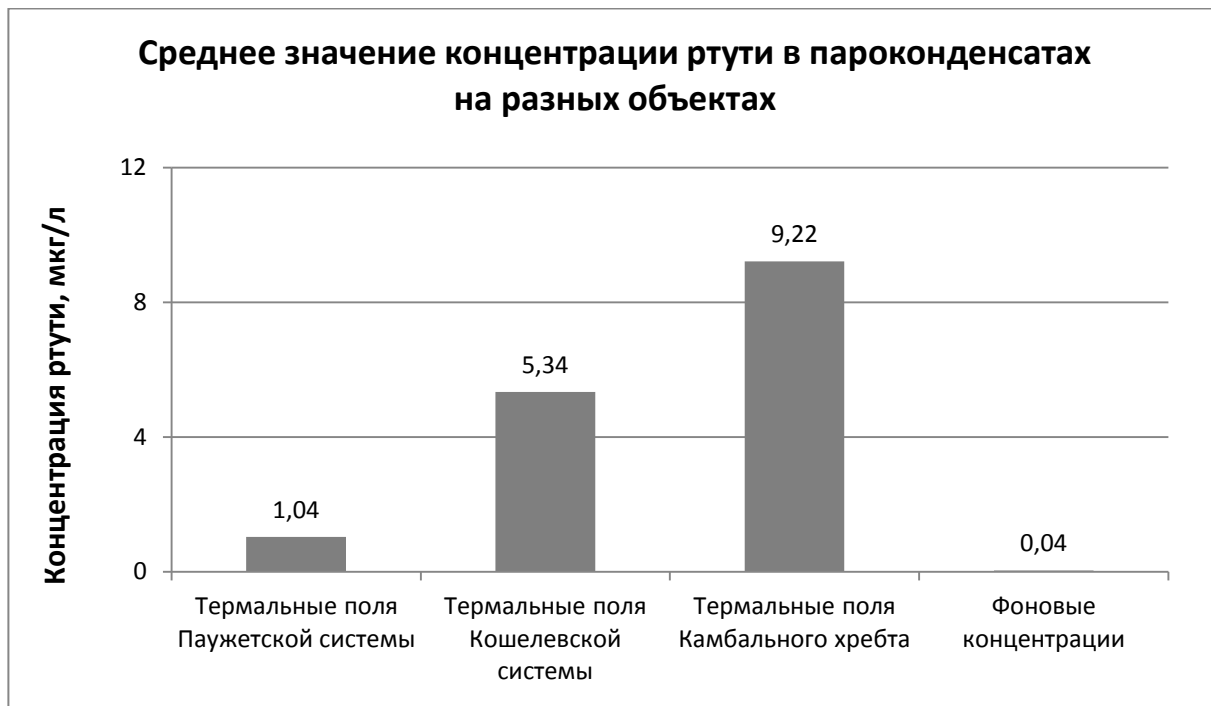


Рис. 38. Диаграмма средних значений ртути в пароконденсатах на разных объектах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.

Таким образом, на основании изложенного выше материала, можно говорить, что в настоящее время на площади современных термальных полей Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района происходит поступление ртути к дневной поверхности в составе гидротермальных растворов и накопление ее в различных типах горных пород. Накопление ртути происходит в измененных горных породах и увеличивается с ростом степени изменения горных пород. Максимальные концентрации ртути характерны для глинистых (аргиллизированных) образований, широко развитых на поверхности термальных полей. При этом в зависимости от гидротермальной системы уровень концентрации ртути существенно отличается. Так, для Паужетской гидротермальной системы наблюдаются наименьшие значения концентрации ртути во всех исследуемых средах, среди всех рассматриваемых в работе объектов. Более высокие значения характерны для Кошелевской и Камбальной гидротермальных систем. Причем для Камбальной характерны максимальные значения концентраций ртути во всех рассмотренных в работе средах. Если учесть, что данные системы имеют разный гидродинамический режим (см. Глава 2), то мы видим, что вододоминирующая (Паужетская) гидротермальная система характеризуется более низкими значениями концентрации ртути в разных средах в сравнении с пародоминирующими системами (Кошелевская и Камбальная).

Отсюда следует первое защищаемое положение: В пределах современных гидротермальных систем Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района происходит современное формирование приповерхностных аномалий ртути. Для Камбальной и Кошелёвской пародоминирующих систем, во всех средах, характерны содержания ртути в несколько раз выше в сравнении с Паужетской вододоминирующей системой.

4.2 Формы нахождения ртути в различных средах современных гидротермальных систем

В ходе обсуждения накопления ртути в условиях современного гидротермального процесса необходимо рассмотреть ее формы.

В работах (Krauskopf, 1951; Varekam, 1983; Трухин и др., 1986; Озерова, 1986; Шикина, 1982) рассматривалась подвижность ртути в водных растворах, и показано, что в щелочных растворах основными ионами, отвечающими за перемещение ртути в газовой фазе, являются HgCl_2 и Hg^0 ; в условиях кислых растворов ($\text{pH} < 6$) – $\text{Hg}(\text{HS})^0_2$. В пределах высокотемпературных систем становится возможным перенос ртути в атомарной форме Hg^0 , где данная форма приобретает основное, доминирующее значение (Трухин и др., 1986; Varekamp and Buseck, 1984; Smith et al., 2005). При этом считается, что элементарная форма ртути стабильна в сильно восстановительных условиях в присутствии H_2S и HS (Steinnes, 1995), тогда как ртуть-содержащие сульфиды образуются при увеличении окислительно-восстановительного потенциала. Это позволяет считать Hg^0 основной формой ртути в восходящих гидротермальных флюидах (Cabassi et al., 2021).

По мере подъема, достигая условий, где обстановка становится менее восстановительной, газообразная ртуть, вероятно, окисляется и образует собственные минеральные фазы, например, киноварь. Именно этим процессом, по всей видимости, объясняется образование ртуть-содержащих минералов в приповерхностных условиях (Gustin, 2003; Gaffney and Marley, 2014; Bagnato et al., 2014), а поверхности минералов склонны к адсорбции ртути, главным образом в виде Hg^{2+} (Obrist et al., 2014; Sommar et al., 2020). При этом киноварь, как правило, не образует собственных крупных агрегатов, а находится в рассеянном мелкодисперсном виде (Barnett et al., 1997; Chen et al., 2018), что и наблюдается на рассматриваемых в данной работе термальных полях.

Термоформы

Глинистая толща, распространенная на всех термальных полях Паужетско-Камбально-Кошелевского района, является средой наиболее интенсивно накапливающей ртуть. Во всех рассмотренных разрезах толща представлена двумя зонами: *сернокислотного выщелачивания* и *углекислотного выщелачивания*. Зона сернокислотного выщелачивания имеет пеструю окраску и сложена следующими минералами: диоктаэдрический смектит, каолинит, пирит, кварц (и/или другие минералы кремнезема), самородная сера, ярозит, отдельные минералы, попавшие в глины при разрушении вмещающих пород (лав и туфов андезитов). Зона углекислотного выщелачивания составляет большую часть толщи глин и сложена, в основном, монтмориллонитом, определяющим зеленовато-серую окраску, из других минералов в ее состав входят пирит, гематит, гетит (гидрогетит), полевые шпаты, магнетит, титаномагнетит, кварц, хлорит-смектиты, иллит-смектиты (Рычагов и др., 2008).

Для понимания, как накопление ртути зависит от неоднородности глинистой толщи и в каком виде происходит ее накопление, на Нижне-Кошелевском, Верхне-Кошелевском термальных полях было выбрано по одному представительному разрезу, где помимо валовых определений были определены термоформы ртути. Определения выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Диагностика форм нахождения ртути проводилась с помощью метода совмещающего атомно-абсорбционную спектрометрию с термическим анализом (Таусон и др., 1994; Tauson, 1996; Машьянов, 2015). При этом атомно-абсорбционный анализ сопровождается контролем температуры выхода элемента. Метод позволяет фиксировать четыре формы для ртути: физически сорбированная, химически сорбированная, минеральная и изоморфная. Предварительно производится калибровка этих параметров по синтетическим минералам с заданными формами нахождения изучаемых элементов. Термоформы отражают комплексы соединений и не привязаны к конкретным минералам или химическим веществам.

Данные полученные в результате определения форм ртути, представлены на рис. 39 и показывают, что в рассматриваемых разрезах наблюдается различие в формах накопления ртути в зависимости от зональности разреза. Для верхней части разреза, представленной зоной сернокислотного выщелачивания, характерна физически связанная и минеральная форма ртути. Для нижней части разреза, зоны углекислотного выщелачивания наблюдается более контрастная картина, так как здесь присутствуют все формы, при этом, изоморфная и химически связанная ртуть являются доминирующими и, что особенно хорошо видно в разрезе глинистой толщи с Верхне-Кошелевского термального поля, в основном

представлена изоморфной формой ртути, что, может быть связано с присутствием в данной части разреза большого количества сульфидов (в основном пирита).

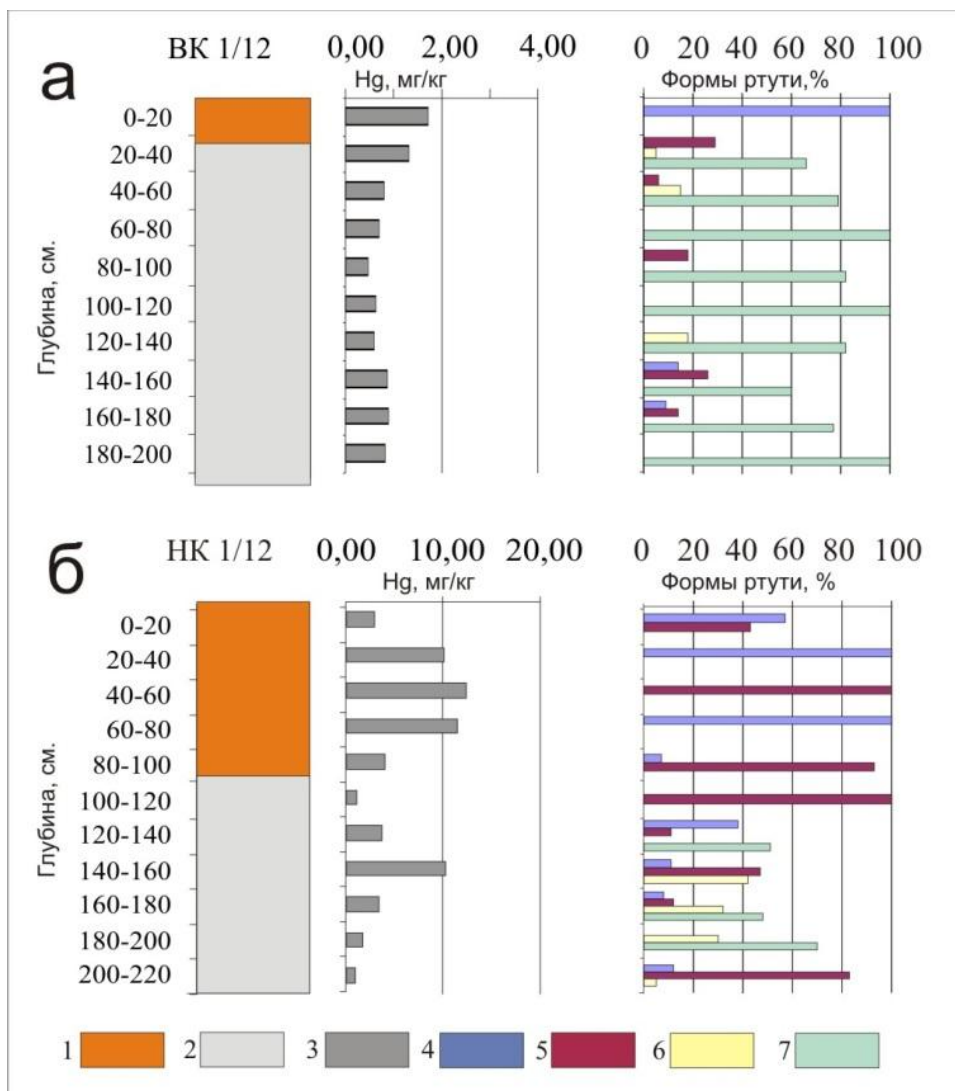


Рис. 39. Концентрации и термоформы ртути в разрезах глинистой толщи термальных полей Кошелевской гидротермальной системы. а) Верхне-Кошелевское термальное поле; б) Нижне-Кошелевское термальное поле. 1 – зона сернокислотного выщелачивания; 2 – зона углекислотного выщелачивания; 3 – валовые концентрации ртути; 4 – физически связанная форма ртути; 5 – минеральная форма ртути; 6 – химически связанная форма ртути; 7 – изоморфно связанная ртуть.

Физико-химическое моделирование форм нахождения ртути в гидротермальных растворах. Расчеты форм нахождения ртути в водных растворах проводились при помощи программного комплекса HCh (Шваров, 2008). Для расчетов была выбрана 10-компонентная система: С, Са, Cl, F, H, Mg, Na, O, S, Hg. В этой системе учтена возможность образования

только водного раствора и газовой фазы. В газовом растворе учтено образование 5 частиц (H_2O , CO_2 , H_2 , O_2 , Hg), в водном растворе - 52 частицы, в том числе ионы и комплексы ртути: Hg^{2+} , Hg_2^{2+} , HgOH^+ , $\text{Hg}(\text{OH})_2^\circ(\text{aq})$, $\text{Hg}(\text{OH})_3^-$, HgF^+ , HgCl^+ , $\text{HgCl}_2^\circ(\text{aq})$, HgCl_3^- , HgCl_4^{2-} , HgHCO_3^+ , $\text{HgCO}_3^\circ(\text{aq})$, $\text{HgSO}_4^\circ(\text{aq})$. Термодинамические характеристики компонентов взяты из базы данных UNITHERM, входящей в этот комплекс. Коэффициенты активности частиц водного раствора рассчитывались по уравнению Дебая-Хюккеля в 3-м приближении.

Поскольку термодинамические данные для аммиакатных комплексов ртути отсутствуют, аммоний не вводился в расчет. Для соблюдения электронейтральности раствора было введено эквивалентное количество иона натрия.

В качестве исходных данных для проводимого моделирования использовался общий химический состав гидротермальных растворов разгружающихся на термальных поля Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района. Использовались опубликованные данные с Верхне-Кошелёвского и Нижнекошелёвского термальных полей (Калачева, 2016), Восточно-Паужетского термального поля (Рычагов, 2020), и Южно-Камбального Центрального термального поля (Рычагов, 2009) представленные в таблице 15 .

Проведенное моделирование показало, что наибольшее разнообразие форм нахождения ртути в растворах наблюдается при более кислых условиях. При $\text{pH} = 2.7$ в растворах наблюдается Hg^{2+} , Hg_2^{2+} , HgOH^+ , $\text{Hg}(\text{OH})_2^\circ(\text{aq})$, $\text{HgSO}_4^\circ(\text{aq})$, при этом доминирующей является $\text{HgSO}_4^\circ(\text{aq})$ (40%). При незначительном увеличении pH (до $\text{pH} = 3$), наблюдается исчезновение из раствора ртути в форме Hg_2^{2+} , а $\text{Hg}(\text{OH})_2^\circ(\text{aq})$ приобретает доминирующее значение (36%). В растворах с $\text{pH} = 7$ ртуть находится только в одной форме $\text{Hg}(\text{OH})_2^\circ(\text{aq})$, составляя все 100% (рис. 44). При этом проведенные расчеты показали, что при наличии в рассматриваемой системе CO_2 , основной формой нахождения ртути, при всех рассматриваемых условиях становится ее наиболее подвижная форма Hg^{2+} . Так как, в рассматриваемых системах основным газом является CO_2 , то результаты моделирования не противоречат ранее опубликованным данным и подтверждают, что элементарная форма ртути является основной в подвижных средах в условиях современного гидротермального процесса.

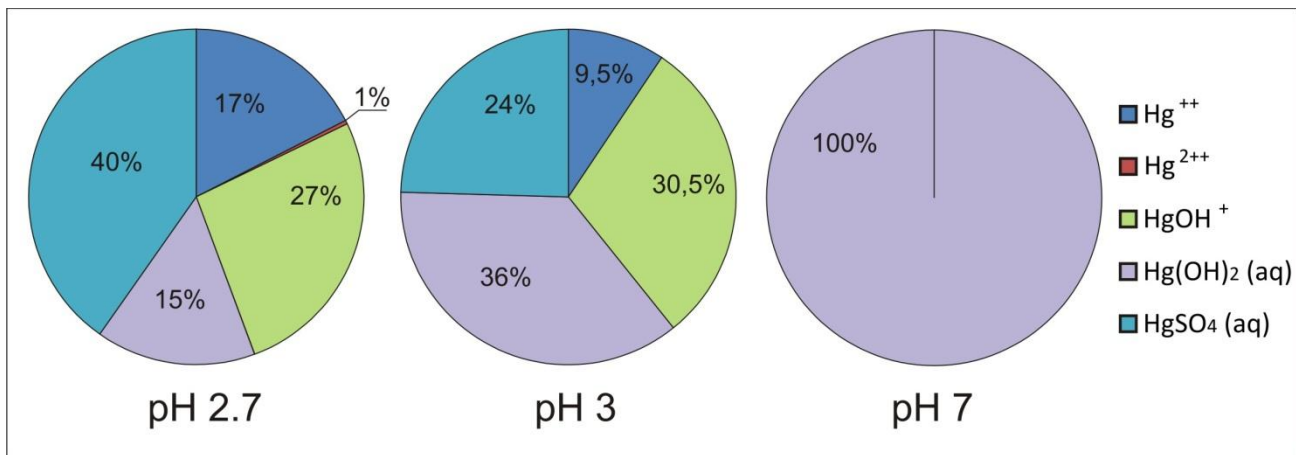


Рис. 40. Результаты физико-химического моделирования, представленные в виде круговых диаграмм для гидротермальных растворов с разным значением показателя рН.

4.3 Динамика накопления ртути при формировании новых термальных полей

Как отмечено выше (Глава 2), в 2008 году вблизи Нижне-Кошелевского термального поля нами наблюдалось уникальное явление – появление новой термальной площадки (Нижне-Кошелевского Нового термального поля), прогрев которой продолжался около двух лет, а затем последовало остывание. Формирование данного термального поля связано с широко развитыми в данном районе гидротермальными процессами и близко расположенным Нижне-Кошелевским термальным полем, что подтверждено проведенными здесь геофизическими исследованиями (Нуждаев, Феофилактов, 2013). Изучение концентрации ртути на Нижне-Кошелевском Новом термальном поле позволило детально рассмотреть поведение ртути в приповерхностных условиях при формировании и затухании термоаномалии. Для этого на площади поля были пройдены шурфы в центральной и краевой частях, а также велись площадные наблюдения за поведением ртути в подпочвенном горизонте. В период существования термального поля выделяется две стадии – прогрева и затухания. Для каждой стадии характерно собственное распределение ртути в разрезе (табл. 10).

Первая стадия – прогрев поля, сопровождающийся интенсивным поступлением ртути и ее накоплением. Эта стадия характеризовалась высокими температурами на всей площади поля, на отдельных участках в 2009 г. температура достигала 90 °С. В районе поля ранее никаких признаков гидротермальной активности не наблюдалось. По-видимому, концентрации ртути до формирования поля находились на уровне фоновых. По данным съемки, проведенной в 2010 году, максимальные концентрации ртути на площади поля составили 27.25 мг/кг, в то время как фоновые концентрации находятся на уровне 0.08 мг/кг

(пункт 3.3); максимальные температуры в это время достигали 70 °С. При вскрытии разреза шурфом, пройденным на всю мощность почвенно-пирокластического чехла в центральной части поля на наиболее прогретом участке, наблюдались высокие концентрации ртути по всему разрезу и резкий рост температуры с глубиной (рис. 29, 41; табл. 10).

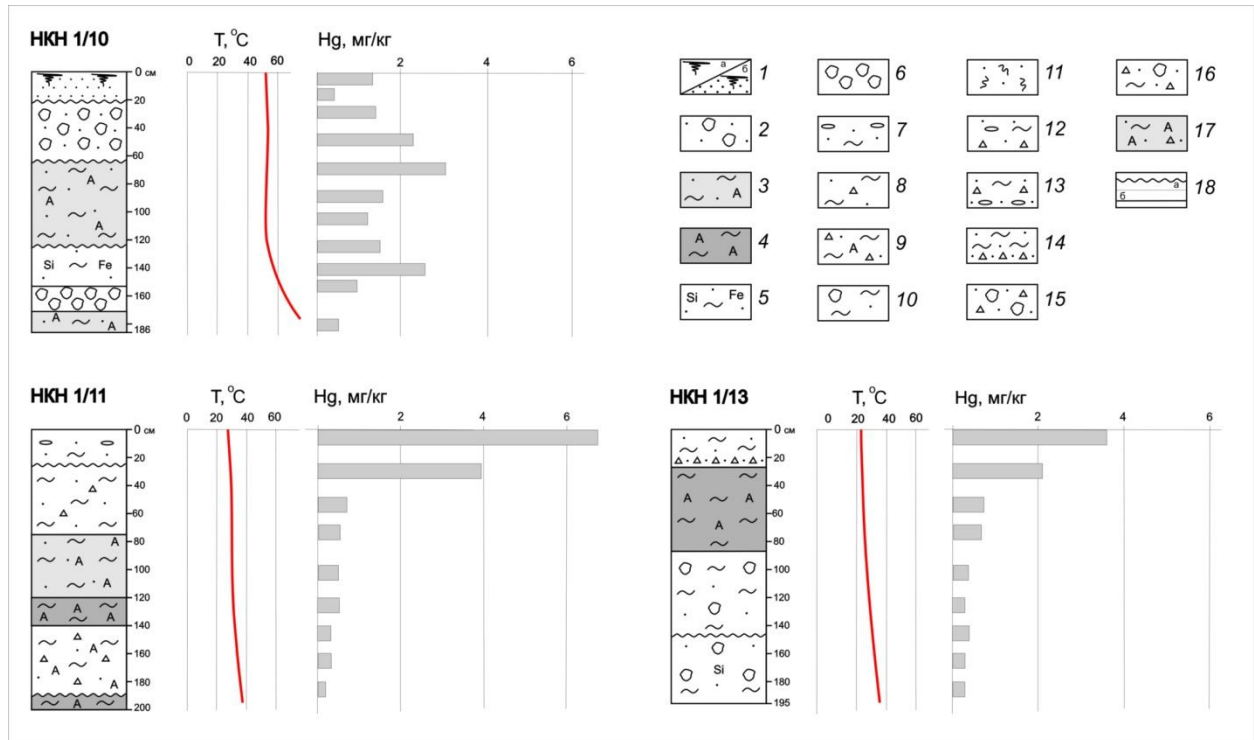


Рис. 41. Сопоставление литологии, температуры и концентраций ртути в разрезах глинистой толщи Центральной части Нижне-Кошелевского Нового термального поля в шурфах, пройденных в 2010, 2011 и 2013 гг. 1 – дёрн; 2 – валунник с супесью; 3 – пластичный аргиллизированный суглинок; 4 – ярко-фиолетовые глины; 5 – суглинки со следами окремнения и гематитизации; 6 – валунник; 7 – суглинок с галькой; 8 – суглинок с щебнем; 9 – аргиллизированный суглинок с щебнем; 10 – суглинок с отдельными валунами; 11 – обгоревший почвенно-растительный слой; 12 – суглинок с галькой и щебнем; 13 – суглинок с щебнем и прослоем гальки в основании слоя; 14 – суглинок с щебнем в основании слоя; 15 – супесь с щебнем и валунами; 16 – суглинок с щебнем и валунами; 17 – аргиллизированный суглинок с щебнем; 18 – границы между слоями (а – резкая; б – постепенная).

Вторая стадия – затухание, остывание и исчезновение термального поля. Начиная с 2011 года, на площади поля наблюдалось постепенное снижение температуры и уменьшение площади термального поля (измерена по изолиниям 15 °С и 20 °С) и, одновременно, некоторое увеличение площади аномалии ртути (рис. 25), с уменьшением ее интенсивности (табл. 8). В разрезе центральной части поля наблюдается уменьшение концентрации ртути в

нижних горизонтах и увеличение в верхних приповерхностных горизонтах, то есть можно говорить о перераспределении ранее поступившей и накопившейся в разрезе ртути и ее миграции в верхние горизонты (рис. 29, 41).

В результате проведенных работ удалось наблюдать поведение ртути в полном цикле существования термального поля – от появления до полного затухания. В процессе прогрева термального поля наблюдалось поступление ртути в приповерхностные горизонты и накопление ее в разрезе почвенно-пирокластической толщи на участках максимального прогрева. По мере остывания термального поля произошло перераспределение накопившейся в разрезе ртути, уменьшение в нижней части разреза и ее концентрирование в верхних горизонтах почвенно-пирокластического разреза. Также миграция ртути наблюдалась и по площади поля. На ранних этапах существования термального поля увеличение концентрации ртути наблюдалось на участках, связанных наиболее прогретыми зонами. По мере остывания термального поля наблюдалось увеличение площади аномалии и уменьшение ее интенсивности. Помимо этого, изменение (увеличение) концентрации ртути наблюдалось в разрезе почвенно-пирокластического чехла за пределами термального поля по мере его остывания. Таким образом, мы можем говорить, что ртуть, накопившаяся на ранних этапах существования поля, по мере остывания поля интенсивно мигрировала, распространяясь за пределы термального поля.

На основании выше изложенного можно сформулировать второе защищаемое положение: Образование термальных полей может являться высоко динамичным процессом, происходящим в течение нескольких лет, и сопровождаться формированием аномалий ртути. На этапе прогрева происходит обогащение ртутью всего почвенно-пирокластического разреза, а на этапе остывания ртуть мигрирует в верхние горизонты и распространяется за пределы термального поля.

4.4 Оценка потоков ртути на современных термальных полях

В главе 3 показано, что в глинистой толще на поверхности термальных полей происходят активные процессы накопления ртути. При этом остается открытым вопрос оценки объемов накопленной ртути и скорости накопления данных объемов. Для решения данной задачи на площади крупных термальных полей Кошелевской и Паужетской гидротермальных систем были проведены работы по подсчету количества ртути, накопленной в глинистой толще.

На площади Паужетской гидротермальной системы были выбраны два наиболее крупных поля: Восточно-Паужетское и Верхне-Паужетское, для которых определялись

площадь, объем глинистой толщи и объем накопленной в ней ртути, концентрация ртути в парогазовых струях, разгружающихся на поверхности термального поля, объем выноса пара с поля.

Оценка площади термального поля. На площади рассматриваемых полей была выполнена площадная температурная съемка по нерегулярной сети. Измерения проводились термопарой на глубине 70 см (+/-10 см); в результате была околнурена 20 °С изотерма, по которой считалась современная граница поля (рис. 10, 12). Площадь Восточно-Паужетского термального поля составляет 21 500 м². Для Верхне-Паужетского термального поля ситуация с площадью не такая однозначная, так как поле не имеет четких границ и сливается с близко расположенными Нижне-Паужетским и Южно-Паужетским термальными полями. Граница Верхне-Паужетского термального поля была выделена по рельефу с учетом распространения 25 °С и 30 °С изотерм, которые указывают на фактическую границу поля, и его площадь оценена как 22 000 м².

Оценка объемов глинистой толщи. В ходе полевых работ 2013-2019 годов на Восточно-Паужетском термальном поле для изучения глинистой толщи было пройдено 15 скважин, 3 шурфа и проделано более 80 точек зондирования с помощью ручного статического пенетрометра. Выполненные работы позволили выделить в пределах поля участок, для которого с достаточно частым шагом определены вертикальные границы глинистой толщи. Участок ограничен 10 скважинами, и его площадь составляет 4 510 м². Разрез глинистой толщи на всех термальных полях, изученных в ходе выполнения данной работы, представлен двумя основными зонами: сернокислотного выщелачивания и углекислотного выщелачивания. Зона сернокислотного выщелачивания имеет пеструю окраску и сложена следующими минералами: монтмориллонит, каолинит, пирит, кварц (и/или другие минералы кремнезема), самородная сера, ярозит, отдельные минералы, попавшие в глины при разрушении вмещающих пород (лав и туфов андезитов). Зона углекислотного выщелачивания составляет большую часть толщи глин и сложена, в основном, монтмориллонитом, определяющим зеленовато-серую окраску, из других минералов в ее состав входят пирит, гематит, гетит (гидрогетит), полевые шпаты, магнетит, титаномагнетит, кварц, хлорит-сметтиты, иллит-сметтиты (Рычагов и др., 2008). Учитывая неоднородность разреза, проводилась оценка объема каждой зоны: средние мощности зон углекислотного и сернокислотного выщелачивания составляют 3.08 и 2.3 м, соответственно. Таким образом, объем глинистой толщи на выбранном участке составляет порядка 13 440 м³ для зоны углекислотного выщелачивания и 10 190 м³ для зоны сернокислотного выщелачивания. Если предположить, что средняя мощность глин сохраняется на всей

площади Восточно-Паужетского поля, то объемы глин могут быть оценены как 64 000 м³ и 48 600 м³ для зон углекислотного и сернокислотного выщелачивания, соответственно.

На Верхне-Паужетском термальном поле разрез глинистой толщи был изучен с помощью 8 скважин и ручного статического пенетрометра (более 50 точек зондирования). По аналогии с работами, выполненными на Восточно-Паужетском поле, проводилась оценка мощности и на данном поле. Выполненные работы позволили выделить в пределах поля участок, для которого с достаточно частым шагом определены вертикальные границы глинистой толщи. Участок ограничен 8 скважинами, и его площадь составляет 11 370 м². Разрез глинистой толщи на данном поле представлен двумя крупными зонами: сернокислотного выщелачивания и углекислотного выщелачивания. При подсчете оценивался объем каждой из зон: средняя мощность зон углекислотного и сернокислотного выщелачивания составляют 0.8 и 3.0 м, соответственно. Таким образом, объем глинистой толщи на выбранном участке составляет порядка 34 000 м³ для зоны углекислотного выщелачивания и 10 000 м³ для зоны сернокислотного выщелачивания. Если предположить, что средняя мощность глин сохраняется на всей площади Верхне-Паужетского поля, то объемы глин могут быть оценены как 64 000 м³ и 17 000 м³ для зон углекислотного и сернокислотного выщелачивания, соответственно.

Концентрации ртути в глинистой толще. В результате опробования материала разрезов глинистой толщи Восточно-Паужетского поля было проанализировано содержание ртути в 170 образцах из 18 скважин и шурфов. Опробование проводилось по всей мощности разреза через каждые 20 см. Концентрации ртути в аргиллизированных породах колеблются в пределах от 0.01 до 5.85 мг/кг. Среднее значение концентраций ртути на площади Восточно-Паужетского термального поля составляет 0.76 мг/кг для зоны углекислотного выщелачивания и 0.49 мг/кг для зоны сернокислотного.

Систематическое опробование разрезов глинистой толщи Верхне-Паужетского поля на определение содержания ртути проводилось с 2013 по 2019 гг. Накопленный материал составляет 183 образца из 12 скважин и шурфов. Концентрации ртути в аргиллизированных породах колеблются в пределах от 0.05 до 9.3 мг/кг. Среднее значение концентраций ртути на площади Верхне-Паужетского термального поля составляет 0.28 мг/кг для зоны углекислотного выщелачивания и 0.94 мг/кг для зоны сернокислотного.

Оценка количества ртути, накопленной в глинистой толще. Для дальнейших расчетов использовалась средняя плотность глин, равная 1.6 г/см³, которая оценивалась для данных типов грунтов Ю.В. Фроловой (2016) в результате петрофизического исследования глин Паужетских термальных полей (Frolova, 2016). Согласно приведенной выше оценке

объемов и плотности была подсчитана масса глинистой толщи, и, учитывая концентрацию ртути в глинистой толще, рассчитана и масса содержащейся в ней ртути.

Масса ртути в глинистой толще на Восточно-Паужетском поле может быть оценена как 115 кг, из них 77 кг в зоне углекислотного и 38 кг в зоне сернокислотного выщелачивания. Для Верхне-Паужетского поля масса ртути в глинистой толще составляет 53 кг, из них 28 кг в зоне углекислотного и 25 кг в зоне сернокислотного выщелачивания.

Оценка современного выноса ртути с площади поля. Поскольку основным источником поступления ртути к поверхности является парогазовая составляющая, то для оценки объема пара, выносимого с площади термального поля, использовался комплект ротаметров. Измерения объема выносимого пара выполнены в летний полевой сезон 2019 года. Всего на площади Восточно-Паужетского термального поля было выделено 29 струй пара различной мощности, в которых были произведены измерения. Объем выносимого струями пара находится в пределах от 1 до 50 л/мин, в зависимости от мощности струи. Согласно этим измерениям общий вынос пара парогазовыми струями находится в интервале от 320 до 390 л/мин, для дальнейших расчетов будет использоваться среднее значение, равное 350 л/мин.

Зная концентрацию ртути в конденсатах парогазовых струй (в данном расчете концентрация ртути в конденсатах будет приведена в мкг/кг, чтобы не спутать с концентрацией ртути в парогазовой струе), можно рассчитать количество выносимой с поля ртути. Таким образом, принимая концентрацию ртути в конденсатах парогазовых струй Восточно-Паужетского поля, которая составляет 1.7 мкг/кг, можно рассчитать объем выносимого пара в течение года и количество ртути, поступающей с ним на дневную поверхность. В год с поля парогазовыми струями выносятся порядка 3 грамм ртути.

На площади Верхне-Паужетского термального поля было выделено 25 парогазовых струй различной мощности, доступных для измерения. Объем выносимого пара струями находится в пределах от 2 до 60 л/мин. Общий вынос пара находится в интервале от 365 до 430 л/мин, для расчетов использовалось среднее значение, равное 400 л/мин. В главе 3 приведены данные о концентрациях ртути в парогазовых струях (табл. 11). Для Верхне-Паужетского поля концентрации ртути составляют 0.8 мкг/кг. Исходя из этого, можно рассчитать объем выносимого пара в течение года и количество ртути, поступающее с ним на дневную поверхность. В год с поля парогазовыми струями выносятся порядка 1.5 грамм ртути.

Аналогичный расчет был проведен для термальных полей Кошелевской гидротермальной системы: Верхне- и Нижне-Кошелевского термальных полей.

Оценка площади термальных полей. На рассматриваемых термальных полях была выполнена площадная температурная съемка по нерегулярной сети. Измерения проводились термопарой на глубине 50-70 см (+/-10 см); в результате была околонуена 20 °С изотерма, по которой считалась современная граница поля. Площадь Нижне-Кошелевского поля составляет ~ 51 000 м², а Верхне-Кошелевского термального поля – 60 000 м².

Оценка объемов глинистой толщи. В ходе полевых работ на термальных полях Кошелевского вулканического массива были получены данные с 25 различных выработок, пройденных в глинистой толще (21 на площади Нижне-Кошелевского поля и 4 на Верхне-Кошелевском). На основании полученных данных мощность глинистой толщи на данных полях составляет от 1.5 до ~ 3 м. Для дальнейших расчетов была принята условная средняя мощность глинистой толщи 2 м. Таким образом, предполагаемый объем глинистой толщи для Нижне-Кошелевского термального поля составляет 102 000 м³ и 120 000 м³ для Верхне-Кошелевского термального поля.

Концентрации ртути в глинистой толще. В результате опробования разрезов глинистой толщи на термальных полях Кошелевской гидротермальной системы был проанализирован 161 образец с Нижне-Кошелевского и 40 с Верхне-Кошелевского термального поля. Опробование проводилось по всей мощности разреза через каждые 20 см. Концентрация ртути в глинистой толще колеблется от 0.1 до 78 мг/кг для Нижне-Кошелевского поля, и от 0.48 до 3.5 мг/кг для Верхне-Кошелевского термального поля. Средние значения концентрации ртути в глинистой толще для Нижне- и Верхне-Кошелевского термальных полей составляют 5.59 мг/кг и 1.55 мг/кг, соответственно.

Оценка количества ртути, накопленной в глинистой толще. Для дальнейших расчетов использовалась средняя плотность глин 1.6 г/см³ (Frolova, 2016). Согласно приведенной выше оценке объемов и плотности была подсчитана масса глинистой толщи и масса содержащейся в ней ртути. Масса ртути в глинистой толще на Нижне-Кошелевском поле может быть оценена как 750 кг, а на Верхне-Кошелевском масса накопленной ртути может составлять порядка 300 кг.

Оценка современного выноса ртути с площади поля. Зная объемы выносимого с поля пара, его влагонасыщение и концентрации ртути в конденсатах пара, можно рассчитать вынос ртути с площади поля. Для расчетов были привлечены опубликованные данные Е.А. Вакина (1976), по оценке которого вынос пара для Нижне-Кошелевского поля составляет 40 кг/с, что соответствует 80 000 л/мин водяного пара; для Верхне-Кошелевского поля он составляет 70 кг/с или 140 000 л/мин водяного пара. Используя данные по выносу пара и среднюю концентрацию ртути в конденсатах парогазовых струй, равную 7.8 мкг/кг и 4.7

мкг/кг для Нижне- и Верхне-Кошелевского термального поля, соответственно, можно рассчитать объем выносимого пара в течение года и количество ртути, поступающей с ним на дневную поверхность. Расчет показывает, что с Нижне-Кошелевского поля парогазовыми струями выносятся ртути порядка 5.5 кг/год, а с Верхне-Кошелевского – порядка 4.6 кг/год.

На основе имеющихся данных для Нижне-Кошелевского Нового термального поля была сделана приближенная оценка массы накопленной ртути на площади поля. Площадь поля оценивалась по 20 °С изотерме. Площадь поля менялась в процессе наблюдения, для расчета взяты данные 2011 года (средняя площадь), 14 700 м². Плотность материала, слагающего почвенно-пирокластический чехол, близка к плотности глинистой толщи, развитой на поверхности термальных полей, на основании этого использовано то же значение, что и выше, 1.6 г/см³. Так как в ходе изучения толщи, слагающей верхние горизонты поля, шурфы проходились только в центральной части поля на глубину 1.8 м до глыбокаменного основания, то это значение было принято в качестве мощности для всей площади поля. При расчетах концентрация ртути в породах принята 1.7 мг/кг как среднее значение в разрезе 2010 года (рис. 40; таблицы 9, 13). Проведенные расчеты показывают, что в почвенно-пирокластическом чехле к 2010 году, в период его интенсивного прогрева, могло накопиться до 50 кг ртути. Аналогичный расчет, сделанный для данных 2011 и 2013 годов, показал уменьшение количества ртути до 44 и 40 кг, соответственно.

Вынос ртути, плотность потока. Сделанные расчеты показывают, что в процессе гидротермальной активности гидротермальные растворы в виде пара выносят большое количество ртути в атмосферу. Для количественной оценки объемов выброса ртути с термальных полей Кошелевской и Паужетской гидротермальных систем было рассчитано значение потока выноса ртути парогазовыми струями на единицу площади (табл. 13).

Зная площадь поля, объемы выносимого с поля пара, концентрацию ртути в конденсатах пара, а так же количество конденсата, получаемого с единицы объема пара, получаем, что для термальных полей Паужетской системы эти значения близки и составляют 8×10^{-7} г/(сут \times м²) для Восточно-Паужетского и 2×10^{-7} г/(сут \times м²) для Верхне-Паужетского термального поля. В то же время, для термальных полей Кошелевской системы эти значения существенно выше, но при этом близки друг к другу и составляют 2.9×10^{-4} г/(сут \times м²) для Нижне-Кошелевского и 2.1×10^{-4} г/(сут \times м²) для Верхне-Кошелевского термального поля. Несколько более сложный расчет был произведен для Нижне-Кошелевского Нового термального поля, так как вынос пара на поверхности поля не фиксировался, однако имелись данные о температурах в разрезе на площади поля. Для расчета теплового потока на участках термальных полей без видимого парения применяется формула (Дрознин, 2014):

$$q = \lambda(T_{100} - T_{15})/0.85 \quad \text{Вт/м}^2$$

где теплопроводность грунта принимается $\lambda = 0.4 \text{ Вт/(м}^2 \times \text{К)}$, T_{100} – температура на глубине 100 см, и T_{15} – температура на глубине 15 см. Зная количество пара, необходимого для переноса 1 Вт, можно рассчитать объем поступающего пара, а значит, и поток поступления ртути (табл. 13).

В таблице 14 приводится сравнение потока выноса ртути с другими термальными полями из разных регионов мира. Полученные нами значения близки к опубликованным данным разных авторов. Разница же на несколько порядков объясняется существенной разницей в режиме активности как отдельных термальных полей, так и гидротермальных систем в целом, что хорошо демонстрируют наши данные.

Мобилизация ртути при формировании новых термальных полей. Полученные в ходе выполнения работы и приведенные в таблице 13 данные показывают, что на долгоживущих термальных полях Верхне-Паужетском и Восточно-Паужетском количество ртути сопоставимо с количеством ртути на новообразованном Нижне-Кошелевском Новом термальном поле. При этом очевидно, что накопление ртути на Паужетских термальных полях происходило в течении всего времени их существования, в течении тысяч лет, тогда как рассчитанное нами количество ртути на Нижне-Кошелевском Новом было накоплено в течении двух лет с 2008 по 2010 гг. При этом значения теплового потока, а следовательно, объемы пара и объемы ртути, поступающей в составе пара, не могут объяснить такого резкого увеличения концентрации ртути. Наиболее очевидным является предположение, что источником накопившейся ртути могли служить вмещающие породы с фоновыми концентрациями ртути. Для проверки данного предположения был произведен расчет необходимого объема вмещающих пород, экстрагирование ртути из которых могло бы обеспечить получение накопленного количества ртути. Для расчета принимались фоновые концентрации ртути, равные 0.02 мг/кг. Расчеты показали, что при условии полного извлечения ртути из вмещающей толщи необходим объем породы мощностью порядка 100 м и площадью, соответствующей таковой для термального поля. При этом не вызывает сомнения, что объемы вовлеченных в процесс горных пород были существенно выше.

Таким образом, можно предположить, что при формировании НКН термального поля тепловой поток мобилизует ртуть из вмещающих горных пород, которая мигрирует к поверхности и сорбируется в приповерхностных горизонтах. По всей видимости, формирование аномалий ртути на ранних этапах образования термальных полей обеспечивается поступлением как глубинной ртути, поступающей в составе

гидротермальных растворов, так и ртути, экстрагированной из вмещающих пород, причем последняя является доминирующей.

4.5 Связь современного гидротермального процесса с активным вулканизмом

Связь ртути и современного активного вулканизма описана в главе 1. Влияние извержения на повышение концентрации ртути в термальных водах было описано Н.А. Озеровой на вулкане Мутновский в 1963 г. В 2017 году произошло первое историческое извержение вулкана Камбальный, расположенного в южной части Камбального хребта (Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017). Предположение о связи гидротермальной системы Камбального вулканического хребта с магматическим аппаратом Камбального вулкана ранее высказывалось В.Л. Сывороткиным (Структура гидротермальной..., 1993).

Так как вулканическая активность может сопровождаться повышением концентрации ртути, для установления возможности таких изменений на термальных полях Камбального хребта были поставлены работы по измерению концентрации ртути в термальных водах и конденсатах парогазовых струй. В качестве объектов были выбраны Северо-Камбальное и Южно-Камбальное Центральное термальные поля. Ежегодное опробование проводилось на протяжении трех лет – с 2017 по 2019 годы. Для сравнения в качестве значений, соответствующих периоду покоя Камбального вулкана, привлекались данные, полученные в разные годы с указанных термальных полей до 2017 года. Данные по концентрациям ртути в гидротермальных растворах и конденсатах приведены в таблицах 6 и 11.

Северо-Камбальное термальное поле. На площади поля были опробованы гидротермальные растворы и конденсаты. Опробование проводилось по стандартной методике, описанной в Главе 3. До извержения опробование гидротермальных растворов (термальных вод) проводилось в 2011 и 2014 году, концентрации ртути находятся в интервале 0.01-0.25 мкг/л при среднем значении 0.11 мкг/л. После извержения опробование было проведено в 2017 году, значения находятся в интервале 0.01-0.20 мкг/л, при среднем значении 0.10 мкг/л.

Опробование парогазовых струй до извержения проводилось в 2011 году, концентрация ртути находилась в интервале значений от 2.7 до 4.9 мкг/л, при среднем значении 3.5 мкг/л. Следующее опробование проводилось в 2017 году, тогда концентрация ртути находилась в интервале от 4.5 до 24.7 мкг/л, при среднем значении 13.49 мкг/л. В 2018 году концентрации ртути были в интервале значений от 5.6 до 10.4 мкг/л, среднее значение

составляло 7.76 мкг/л. В 2019 году опробование показало, что ртуть в конденсатах находится в интервале значений от 1.6 до 8.4 мкг/л, среднее значение составило 3.64 мкг/л (рис. 42).



Рис. 42. Диаграмма средних содержаний концентраций ртути в пароконденсатах Северо-Камбального термального поля.

Южно-Камбальное Центральное термальное поле. В 2017 году концентрация ртути в гидротермальных растворах находилась в интервале значений от 0.1 до 1.14 мкг/л, при среднем значении 0.60 мкг/л. В результате опробования, проведенного в 2018 году, концентрация ртути находилась в интервале от 0.01 до 0.36 мкг/л, среднее значение составило 0.11 мкг/л. Опробование 2019 года показало, что концентрация ртути находится в интервале значений от 0.01 до 1.24 мкг/л при среднем значении 0.25 мкг/л.

Опробование парогазовых струй на определение концентрации ртути, проведенное в 2017 году, показало, что концентрации ртути в конденсатах находятся в интервале значений от 8.9 до 29.2 мкг/л, среднее значение составляет 16.8 мкг/л. На следующий год, в 2018 году опробование показало, что концентрации ртути находятся в интервале значений от 10.5 до 23.5 мкг/л, а среднее значение составило 15.7 мкг/л. Опробование 2019 года показало, что среднее значение концентрации ртути в конденсатах составляет 9.7 мкг/л в интервале значений от 7.4 до 12.8 мкг/л (рис. 43).



Рис. 43. Диаграмма средних содержаний концентраций ртути в пароконденсатах Южно-Камбального Центрального термального поля.

Полученные данные показывают, что в пароконденсатах, опробованных на Северо-Камбальном термальном поле, после извержения произошло увеличение концентрации ртути более чем в три раза. Затем в течение нескольких лет наблюдалось постепенное уменьшение концентрации ртути, и к 2019 году значения вернулись на уровень, наблюдавшийся до извержения (рис. 41). На Южно-Камбальном Центральном термальном поле, где опробование конденсатов на содержание ртути проводилось после извержения, также наблюдалось постепенное уменьшение концентрации ртути в период с 2017 по 2019 годы. В термальных водах, опробованных на площади термальных полей Камбального хребта, закономерностей в изменении концентрации ртути, связанных с извержением Камбального вулкана, не установлено, что, вероятно, связано с их значительным разбавлением метеорными водами.

Увеличения концентрации ртути, связанные с увеличением вулканической активности, наблюдались многими авторами (Озерова, 1986; Pyle, Mather, 2003; Varekamp, 1980; Vagnato et al., 2009, 2014, 2018; Ferrara et al., 2000; Меняйлов и др., 1984), однако это увеличение наблюдалось в вулканических газах, а увеличение концентраций ртути в гидротермальных растворах гидротермальных систем, связанных с активным вулканом, ранее показано не было.

К повышению концентраций ртути в конденсатах парогазовых струй могло привести несколько механизмов. Согласно взглядам о «ртутном дыхании Земли» (Озерова, 1986, 2010) увеличение концентраций ртути могло быть связано с поступлением в вулканический аппарат Камбального вулкана магматического вещества, его дегазации, и попаданием поступившей ртути в гидротермальные растворы Камбальной гидротермальной системы.

Второй механизм увеличения концентраций ртути соответствует взглядам, изложенным в работах (Трухин и др., 1986; Varekamp, 1983; Navarro-Flores et al., 2000), и может быть вызван поступлением магматического вещества, которое привело к повышению температур в недрах вулканического аппарата, и, как следствие, вызвало переход ртути, находящейся во вмещающих породах, в подвижную форму и ее попадание в гидротермальные растворы Камбальной гидротермальной системы.

Данных для того, чтобы остановиться на одном из рассмотренных механизмов повышения концентрации ртути, недостаточно, однако наблюдаемое увеличение концентрации ртути в конденсатах парогазовых струй показывает на существование взаимосвязи вулканического и гидротермального процессов в пределах Камбального вулканического хребта.

Отсюда следует третье защищаемое положение: Увеличение концентрации ртути в парогазовых струях термальных полей Камбального вулканического хребта после извержения вулкана Камбальный доказывает влияние активного вулканизма на интенсивность потока ртути в гидротермальной системе.

Защищаемые положения

Первое защищаемое положение: В пределах современных гидротермальных систем Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района происходит современное формирование приповерхностных аномалий ртути. Для Камбальной и Кошелевской пародоминирующих систем, во всех средах, характерны содержания ртути в несколько раз выше в сравнении с Паужетской вододоминирующей системой.

Второе защищаемое положение: Образование термальных полей может являться высоко динамичным процессом, происходящим в течение нескольких лет, и сопровождаться формированием аномалий ртути. На этапе прогрева происходит обогащение ртутью всего почвенно-пирокластического разреза, а на этапе остывания ртуть мигрирует в верхние горизонты и распространяется за пределы термального поля.

Третье защищаемое положение: Увеличение концентрации ртути в парогазовых струях термальных полей Камбального вулканического хребта после извержения вулкана Камбальный доказывает влияние активного вулканизма на интенсивность потока ртути в гидротермальной системе.

Заключение

В ходе работы впервые выполнено систематическое определение концентрации ртути в различных средах и породах на термальных полях Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района. Анализ полученных данных позволил установить, что поступление и накопление ртути контролируется крупными гидротермальными системами района, накопление ртути происходит во всех средах, участвующих в гидротермальном процессе. При этом наиболее интенсивное накопление ртути происходит в глинистой толще, а основными агентами, поставляющими ртуть к дневной поверхности, являются гидротермальные растворы.

В ходе полевых наблюдений зафиксировано редкое природное явление – формирование и исчезновение нового термального поля. Это позволило получить уникальную информацию по накоплению и перераспределению ртути, характерному для разных этапов формирования термальных полей. Показано, что при формировании новых термальных полей происходит резкое увеличение концентрации ртути в приповерхностных горизонтах. При этом накопленное на Новом поле количество ртути превышает количество ртути, переносимое паром, в объеме, соответствующем зафиксированному тепловому потоку. На основании этого предположено, что большая часть ртути является продуктом мобилизации из вмещающих пород, подверженных прогреву.

На основании данных о концентрации ртути в глинистой толще на поверхности термальных полей Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района были подсчитаны объемы ртути, накопленной на современных термальных полях Паужетской и Кошелёвской гидротермальных систем. Были рассчитаны потоки современного выноса ртути с площади наиболее крупных термальных полей Паужетской и Кошелёвской гидротермальных систем, отражающие современный вынос ртути в атмосферу.

В период выполнения данной работы произошло первое историческое извержение вулкана Камбальный. В ходе анализа содержания ртути в пробах пароконденсата с термальных полей показано, что после извержения зафиксировано увеличение концентрации ртути в конденсатах парогазовых струй, сохранявшееся в течение 2-3 лет. Таким образом, удалось установить влияние современного вулканизма на вынос ртути гидротермальной системой Камбального вулканического хребта.

Список литературы

1. Аверьев А.А. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Труды лаборатории вулканологии. – 1961. – № 19. – С. 80-98.
2. Аксентов К.И. Ртуть в донных осадках залива Петра Великого // Автореферат диссертации. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН. – 2013.
3. Александров Д.К. Результаты гидрогеологического исследования Озерновских термоминеральных источников // Отчет по работам Южно-Камчатской партии 1934 г. – 1935.
4. Алёхин Ю.В., Карпов Г.А., Лапицкий С.А., Мухамадиярова Р.В., Николаева А.Г. Поведение ртути на Апапельских термальных источниках (Камчатка) // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Т. 2. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. – С. 688-690.
5. Алёхин Ю.В., Карпов Г.А., Кузьмин Д.Ю., Макарова М.А., Мухамадиярова Р.В., Николаева И.Ю. Геохимические и термодинамические особенности аэрозольных форм переноса: вулканогенные, гидротермальные и почвенные // Доклады XVI Российского совещания по экспериментальной минералогии. Черноголовка. – 2010. – С. 131.
6. Апрельков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Тектоника – 1971. – № 2. – С. 105-111.
7. Апрельков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан юго-восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями // Бюллетень вулканологической станции. – 1964. – № 36. – С. 60-65.
8. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука. – 1978. – 174 с.
9. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Владивосток: ДВНЦ АН СССР. – 1976. – С. 281.
10. Белоусов В.И., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Сугробов В.М. Кислый вулканизм и гидротермальная активность в Паужетском геотермальном районе // Материалы XV Генеральной ассамблеи МГГС. Тезисы докладов. М.: Наука. – 1971.

11. Бескровный Н.С., Лобков В.А. Закономерности распространения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности / Москва: Наука. – 1977. – С. 110-119.
12. Бражаев В.И., Горяев М.И., Декин Г.П. и др. Отчет о работах Южно-Камчатской гравиметрической партии за 1962-63 гг. – 1963.
13. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Владивосток: ДВНЦ АН СССР. – 1976. – С. 58-84.
14. Васильев В.И. Минералогия ртути. Новосибирск: СО РАН, "Гео". – 2004. – 150 с.
15. Влодавец В.И., Пийп Б.И., Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов СССР // Бюллетень вулканологических станций. – 1957. – № 25. – 180 с.
16. Ворожейкина Л.А., Краевая Е.Л., Котельникова Т.К. Отчет о работе по теме "Прогнозная оценка геотермальных ресурсов Камчатской области" по работам 1977-1980 г.г. // – 1980.
17. Геология СССР. Том 31. Геологическое описание. Камчатка, Курильские и Командорские острова /под редакцией Сидоренко А.В. – Москва: Недра. – 1964. – Т. 31. – С. 743.
18. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / под редакцией Сугрובה В.М. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, – 1976. – С. 58–84.
19. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14. – №. 2. – С. 263-267.
20. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / под редакцией Масуренков Ю.П. – Москва: Наука. – 1980. – С. 171.
21. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами // Новосибирск: СО РАН. – 1996. – 184 с.
22. Калачева Е.Г. Происхождение NH_4 и H_3BO_3 в парогидротермах Кошелевского массива // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». ИВиС ДВО РАН, – 2014. – С. 266-272.

23. Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. – 2016. – № 3. – С. 41.
24. Карасик М.А. Пары ртути в атмосфере. Обзоры. Геология. Методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. – Москва: Министерство геологии СССР, ВИЭМС. – 1978. – С. 58.
25. Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. – 2010. – 396 с.
26. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. – 2009. – 328 с.
27. Коваль П.В., Калмычков Г.В., Лавров С.М. Антропогенная компонента и баланс ртути в экосистеме Братского водохранилища // Доклады Академии Наук. – 2003. – Т. 388. – № 2. – С. 225-227.
28. Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой системы (ртуть, радон и торон) // Доклады Академии Наук. – 2006. – Т. 409, № 3. – С. 389-393.
29. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулcano-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Бюллетень вулканологических станций. – 1977. – № 53. – С. 92-101.
30. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма // Москва: Наука. – 1983. – 216 с.
31. Корякин Ю.Л., Осьмакова А.М., Соловьев В.К. Отчет о геофизических исследованиях на Западно-Кошелевской геотермальной площади в 1970 г. – 1971 г.
32. Кутыев Ф.Ш., Эрлих Э.Н. Самородная ртуть в вулканических стеклах кальдеры Хангар (Камчатка) // Доклады АН СССР. – 1970. – Т. 193 – № 4. – С. 916-917.
33. Лазаренко Н.И. Краткое предварительное сообщение о результатах работ пемзо-нефтяной группы Камчатской юго-западной Горно-Геологической экспедиции, снаряженной ДВРГРУ по поручению АКО в лето 1931 года. – 1933.
34. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. – 1979. – № 2. – С. 179-197.

35. Литасов Н.Е. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Паужетской депрессии // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Отв. ред. Масуренков Ю.П. М.: Наука, 1980. 172 с.
36. Лучко М., Зухубая Д., Фролова Ю. Петрофизические преобразования андезитов на Кошелевских термальных полях (Южная Камчатка) // Материалы конференции. Десятая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле”. Москва. – 2009. – С. 250-254.
37. Масуренков Ю.П., Иванов Б.В., Богоявленская Г.Е., Андреев В.И. Формирование современных интрузий под некоторыми вулканами Курило-Камчатской зоны // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Материалы к III Всесоюзному вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский. – 1969. – С. 58.
38. Мейсон В. Основы геохимии М.: Недра, 1971. – 312 с.
39. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е. и др. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Москва: Наука. – 1974. – 440 с.
40. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг., Камчатка) / Федотов С.А., Флеров Г.Б., Чирков А.М. – Москва: Наука. – 1984. – С. 368.
41. Набоко С.И. Вулкан Кошелева и его состояние летом 1953 г. // Бюллетень вулканической станции. – 1954. – №23. – С. 3-23.
42. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука. – 1980. – 198 с.
43. Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А. Нижне-Кошелевское Новое термальное поле: история появления и развитие // Материалы XI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», Петропавловск-Камчатский. – 2013. – С. 111-124
44. Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (Южная Камчатка) и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. – № 2. – С. 231-241.
45. Нуждаев А.А. Поведение ртути на термальных полях Камбального хребта (Южная Камчатка) // Вопросы естествознания. – 2018. – № 4 (18). – С. 31-35.

46. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Литасов Н.Е. Четвертичные вулканы // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука. – 1980. – С. 105.
47. Огородова А.С. 1971. Отчет по теме: Рассеянные элементы в современных гидротермально-измененных породах и минералах на примере термального поля II группы Южно-Камбальных паровых струй и Паужетских гидротерм. Институт вулканологии. – 1971 г.
48. Озерова Н.А. Новый тип гидротермальных растворов—солянокислые растворы, формирующие ртутную минерализацию (Мутновский вулкан, Камчатка) // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. – 2012. – Т. 1. – №. 1.
49. Озерова Н.А. Ртутная дегазация земли: геолого-экологические следствия // Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты. Материалы Международного симпозиума. – Москва: ГЕОХИ РАН. – 2010. – С. 24-31.
50. Озерова Н.А., Виноградов В.И., Оболенский А.А., Борисенко А.С. Об источнике серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука. – 1976. – С. 197-210.
51. Озерова Н.А., Лаверов Н.П. Ртуть и эндогенное рудообразование. – Москва: Наука. – 1986.
52. Озерова Н.А., Машьянов Н.Р. Новое в ртутметрии // Геохимические методы и научно-технический прогресс в геологическом изучении недр. – Москва: Наука. – 1989.
53. Озерова Н.А., Шикина Н.Д., Борисов М.В., Широков В.А., Карпов Г.А., Кирсанов И.Т., Голованова Т.И. Ртуть в современном гидротермальном процессе. – 1988.
54. Озерова Н.А. Унанова О.Г. О распределении ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов // геология рудных месторождений – 1965. – №1. – С. 58-74.
55. Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г. о современном образовании ртутной минерализации Курило-Камчатской вулканической области // Вулканизм и глубины земли / Москва: Наука. – 1971. – С. 293-299.
56. Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Кваша Л.Г., Шикина Н.Д. О ртути в метеоритах // Доклады Академии наук СССР. – 1970. – 194. – С. 1038-1041.

57. Пампура В.Д., Сандиминова Г.П., Брандт С.Б. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. – Новосибирск. – Наука. – 1991. — 111 с.
58. Паужетские горячие воды на Камчатке / под редакцией Пийпа Б.И. - Москва: Наука. – 1965. – 208 С.
59. Писарева М.В. Зона природного пара Нижне-Кошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. – 1987. – № 2. – С. 52-63.
60. Писарева М.В., Нажалова И.Н., Судакова И.А. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975-1984 г.г. – 1984.
61. Поздеев А.И. Углеродная газогенерация недр Камчатки, проблемы связи ее с вулканизмом и гидротермальной деятельностью // Вулканология и сейсмология. – 2012. – №1. – С. 37-55.
62. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. – 2008. – № 3. – С. 32-45.
63. Поляк В.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток- геохимический и геофизический аспекты тектоногенеза // Геотектоника. – 1979. – № 6. – С. 3-23.
64. Ривош Л.А., Герхен Г.В. Отчет по теме: "Обобщение результатов аэромагнитных съемок и подготовка к изданию карт аномального магнитного поля по территории Камчатского п-ва и прилегающим к нему морским районам масштабов 1:200000 и 1:1000000" – 1962.
65. Рычагов С. Н., Давлетбаев Р. Г., Ковина О. В., Сергеева А. В., Соколов В. Н., Чернов М. С., Щегольков Ю. В. Миграция катионов в гидротермальных глинах: к вопросу о критериях металлоносности газо-гидротермальных флюидов // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». – 2011. – С. 162-165.
66. Рычагов С. Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О. В., Королева Г.П. Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2008. – Т. 12. – №. 2. – С. 116-134.

67. Рычагов С. Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А., Чернов М.С. Литология толщи глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. – 2019. – С. 213-216.
68. Рычагов С. Н., Нуждаев А. А., Степанов И. И. Поведение ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Геохимия. – 2009. – №. 5. – С. 533-542.
69. Рычагов С. Н., Сандиминова Е.И., Сергеева А.В. Нуждаев И.А. Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2017. – №. 4. – С. 13-27.
70. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканонология и сейсмология. – 2014. – № 2. – С. 3-28.
71. Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др. Северо-Парамуширская гидротермально магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // Вулканонология и сейсмология. – 2002. – № 4. – С. 3–21.
72. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандиминова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38. – № 1. – С. 31-40.
73. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П. Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2008. – № 2. – Выпуск 12. – С. 116-134.
74. Рычагов С.Н., Королева Г.П., Степанов И.И. Рудные элементы в зоне гипергенеза месторождения парогидротерм: распределение, формы миграции, источники // Вулканонология и сейсмология. – 2002. – № 2. – С. 37-58.
75. Сауков А.А. Геохимия ртути // Труды ИГН АН СССР. – 1946. – Вып. 74.
76. Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука. – 1972. – 335 с.
77. Святловский А. Е. Гидротермы района вулканов Кошелева и Камбального на Южной Камчатке : Отчет геотермической экспедиции 1955 года. Лаборатория вулканологии АН СССР. – 1956. – 304 с.

78. Святловский А.Е., Аверьев В.В., Маренина Т.Ю. Предварительный отчет о работах Камчатской геотермической экспедиции в 1954 г. – 1954.
79. Серезников А.И. Геологические принципы разнообразия термальных источников Камчатки // Доклады Академии наук СССР. – 1979. – Т. 247. – № 3. – С. 712-716.
80. Серезников А.И. Современные сульфатные гидротермы в районе Кошелевского вулкана (Южная Камчатка), их соотношение с вулканизмом и низкотемпературным выщелачиванием // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности / Москва: Наука. – 1977.
81. Серезников А.И., Дегусар З.Б., Спиченкова М.В., Каратаев С.М., Смазнова В.П. Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые района Кошелевского вулканического массива (части листов М-57-14-В, 13-Г, М-57-26-А). (Отчет о комплексных геологосъемочных, поисковых и специальных гидрогеологических работах масштаба 1:50000, проведенных Кошелевским гидрогеологическим отрядом в 1969-1970 г.г.). – 1972.
82. Серезников А.И., Спиченкова М.В. Геология и подземные воды Кошелевского вулканического массива (Камчатка) // Доклады академии наук СССР. – 1978. – Т. 240. – № 3. – С. 681-684.
83. Серезников А.И., Литасов Н.Е, Огородов Н.В., Спеченкова М.В. Кошелевский вулканический массив // Бюллетень вулканологической станции. – Москва. – 1973. – № 49. – С. 54-59.
84. Серезников А.И. Современная гидротермальная деятельность в районе Кошелевского вулкана и ее соотношение с вулканическими процессами / А. И. Серезников // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. - Петропавловск-Камчатский. – 1974. – С. 124-125.
85. Соловьев В.К., Осьмакова А.М., Конева Н.П., Шипулин В.А. Отчет о геофизических исследованиях на Западно-Кошелевской геотермальной площади в 1969 г. – 1970.
86. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота и ртути. Владивосток: Дальнаука. – 1993. – С. 228.
87. Степнов И.И. Ртуть – индикатор «горячих» гидротермальных зон и динамических процессов, сопровождающихся деформациями горных пород. Автореферат докторской диссертации. – 1997.

88. Структура гидротермальной системы. Рычагов, С.Н., Жатнуев, Н.С., Коробов, А.Д., Королева, Г.П., Ладыгин, В.М., Сандимирова, Г.П., Фролов, И.Ю. – 1993. – С. 259.
89. Сугробов В.М., Краевой Ю.А. Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высокотермальных вод Паужетского месторождения //Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., Наука. – 1966.
90. Сугробов В.М. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Владивосток: ДВНЦ АН СССР. – 1976. – С. 281.
91. Сугробов В.М., Краевой Ю.А. Отчет о комплексных исследованиях и разведочных работах на Паужетском месторождении высокотермальных подземных вод (Южная часть п-ва Камчатки) за 1959-1963 гг. – 1963.
92. Сухенко С.А. Ртуть в водохранилищах: новый аспект антропогенного загрязнения биосферы // Экология. Серия аналитических обзоров мировой литературы. – 1995. – №. 36. – С. 1-54.
93. Сывороткин В.Л. Дегазация Земли и разрушение озонового слоя // Природа. – 1993. – Т. 9. – С. 35-45.
94. Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. Москва: «Наука». – 1986. – С. 199.
95. Фурсов В.З. Ртуть-индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. – Недра. – 1977. – С. 144
96. Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. – 2008. – № 8. – С. 898-903.
97. Шварц Я.Б., Осьмакова А.М., Гаврилов О.В. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975-1984 г.г. Том III Геофизические работы. – 1984.
98. Шеймович В.С., Хромов В.Т., Дмитриев Б.М., Ионина Н.А. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-57-П-Ш (окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной Курильской партией в 1963-1965 гг. в районе Курильского озера). – 1966.
99. Шикина Н.Д., Ходаковский И.Л., Озерова Н.А. Новые данные о формах переноса ртути гидротермальными растворами // Геохимия процессов рудообразования. – М.: Наука. – 1982. – С. 102-137.

100. Abkadyrov I., Rychagov S., Bukatov Y., Feofilaktov S., Nuzhdayev I. The Structure of the Kamchatka's Largest Nizhne (Lower)-Koshelevsky Vapour-Dominated Geothermal Deposit: new geology and geophysics data // Proceedings World Geothermal Congress Melbourne, Australia. – 2015.
101. Bagnato E. et al. Degassing of gaseous (elemental and reactive) and particulate mercury from Mount Etna volcano (Southern Italy) // Atmospheric Environment. – 2007. – Vol. 41. – №. 35. – p.p. 7377-7388.
102. Bagnato E., Aiuppa A., Parello F., Allard P., Shinohara H., Liuzzo M., Giudice G. New clues on the contribution of Earth's volcanism to the global mercury cycle // Bulletin Volcanologique. – 2011. – 73. – p.p. 497-510.
103. Bagnato E., Allard P., Parello F., Aiuppa A., Calabrese S., Hammouya G. Mercury gas emissions from La Soufrière Volcano, Guadeloupe Island (Lesser Antilles) // Chemical Geology – 2009. – Vol. 266. – p.p. 267-273.
104. Bagnato E., Tamburello G., Avard, G., Martinez M., Enrico M., Sprovier F., Sonke M. Mercury fluxes from volcanic and geothermal sources: an update. // The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas. Edited by Geological Society of London. – 2014. – available online
105. Bagnato E., Viveiros F., Pacheco J.E., D'Agostino F., Silva C., Zanon V. Hg and CO₂ emissions from soil diffuse degassing and fumaroles at Furnas Volcano (São Miguel Island, Azores): gas flux and thermal energy output (Article). Journal of Geochemical Exploration. – 2018. – T. 190. – C. 39-57
106. Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions. // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. – Vol. 189, – p.p. 57-80.
107. Blum J.D., Sherman L.S., Johnson M.W. Mercury Isotopes in Earth and Environmental Sciences // The Annual Review of Earth and Planetary Sciences is online at earth.annualreviews.org doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124107. – 2014. – Vol. 42. – p.p. 249-269.
108. Buseck P., Cowley J. Modulated and intergrowth structures in minerals and electron microscope methods for their study // American Mineralogist. – 1983. – Vol. 68. – p.p. 18-40.

109. Cárdenas C. S., del Carmen Diéguez M., Queimaliños C., Rizzo A., Fajon V., Kotnik J., Guevara S. R. Mercury in a stream-lake network of Andean Patagonia (Southern Volcanic Zone): Partitioning and interaction with dissolved organic matter // *Chemosphere*. – 2018. – T. 197. – p.p. 262-270.
110. Coufalík P., Krmíček L., Zvěřina O., Meszarosová N., Hladil J., Komárek J. Model of Mercury Flux Associated with Volcanic Activity // *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*. – 2018. – Vol. 101. – p.p. 549-553.
111. Dickson F., Tunell, G., Mercury and antimony deposits associated with active hot springs in the western United States // Ridge, J. D., ed., /*Ore deposits in the United States (Graton-Sales volume), 1933-1967*. – New York. – 1968. – Vol. 2. – p.p. 1673-1701.
112. Edner H., Ragnarson P. , Svanberg S., Wallinder E. Differential absorption lidar mapping of atmospheric atomic mercury in Italian geothermal fields // *Journal of geophysical research*. – 1992. – Vol. 97, – p.p. 3779-3786.
113. Engle M., Gustin M., Goff F., Counce D., Janik C., Bergfeld D., Rytuba J. Atmospheric mercury emissions from substrates and fumaroles associated with three hydrothermal systems in the western United States // *Journal of geophysical research*. – 2006. – Vol. 111. – p.p. 304-320. - doi:10.1029/2005JD006563.
114. Ferrara R., Mazzolai B., Lanzillotta E., Nucaro E. & Pirrone N. Volcanoes as emission sources of atmospheric mercury in the Mediterranean basin. // *The Science of the Total Environment*. – 2000. – Vol. 259. – p.p. 115-121.
115. Fournier R. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone national park hydrothermal system// *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1989. – Vol. 17. – p.p. 13-53.
116. Frolova J.V. Alteration of volcanic rocks on the geothermal fields of Kuril-Kamchatka arc // *Volcanic Rocks and Soils*. – Taylor & Francis Group, CRC Press/Balkema London, UK London, UK, 2016. – P. 109-113.
117. George T. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury antimony // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1964. – Vol. 26. – p.p. 1019-1037.
118. Jin Y., Wu Z., Shen C., Wei J., Zhu H. Earthquake prediction through the observation and measurement of mercury content variation in water// *J. Geochem. Explor.* – 1989. – Vol. 33. – p.p. 195-202.

119. Klusman K., Landress R. Mercury in soils of the Long Valley, California, geothermal system // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1979. – Vol. 5. – p.p. 49-65.
120. Klusman R., Landress R. Secondary controls on mercury in soils of geothermal areas // *Journal of Geochemical Exploration*. – 1978. – Vol. 9. – p.p. 75-91.
121. Kozin L.F., Hansen S.C. *Mercury Handbook: Chemistry, Applications and Environmental Impact*. The Royal Society of Chemistry. – 2013. – 321 p.
122. Krauskopf K. The solubility of gold // *Economic Geology*. – 1951. – Vol. 46. – p.p. 858-870.
123. Li C., Zhang H., Su H., Zhou H., Wang Y. Spatial distribution correlation of soil-gas radon (^{222}Rn) and mercury with leveling deformation in northern margin fault zone of West Qinling, China // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2017. – Vol. 178-179. – p.p. 315-324.
124. Li Y., Schoonmaker J. Chemical composition and mineralogy of marine sediments // *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks* – 2004. – Vol. 7. – p.p. 1-36.
125. Liu Y. Review of the research progress on the seismological science of underground fluid in China during last 40 years // *Earthquake Research in China*. – 2006. – Vol. 22. – p.p. 222-235.
126. Nacht D. Gustin M. Mercury Emissions from Background and Altered Geologic Units Throughout Nevada // *Water, Air, and Soil Pollution*. – 2004. – Vol. 151. – Is. 1–4, – p.p. 179-193.
127. Navarro-Flores A., Martínez-Frías J., Font X., Viladevall M. Modelling of modern mercury vapor transport in an ancient hydrothermal system: environmental and geochemical implications // *Applied Geochemistry* – 2000. – Vol. 15. – p.p. 281-294.
128. Nriagu J., Becker C. Volcanic emissions of mercury to the atmosphere: global and regional inventories // *Science of the Total Environment*. – 2003. – Vol. 304. – p.p. 3-12.
129. Phelps D., Buseck P. Distribution of Soil Mercury and the Development of Soil Mercury Anomalies in the Yellowstone Geothermal Area, Wyoming // *Economic Geology*. 1980. – Vol. 75. – 1980. – p.p. 730-741.
130. Ponomareva V., Bubenshchikova N., Portnyagin M., Zelenin E., Derkachev A., Gorbarenko S., Garbe-Schönberg D., Bindeman I. Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and

- tephra dispersal // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2018. – Vol. 366. – p.p. 1-12.
131. Pyle D., Mather T. The importance of volcanic emissions for the global atmospheric mercury cycle // *Atmospheric Environment*, – 2003. – Vol. 3. – p.p. 5115-5124.
 132. Reinmann C., De Caritat P. *Chemical Elements in the Environment - Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist*. Springer-Verlag, New York. – 1998
 133. Rudnick R.L., Gao S., Ling W.L., Liu Y.S., McDonough W.F. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton // *Lithos*. – 2004. – T. 77. – №. 1-4. – C. 609-637.
 134. Rychagov S.N., Boikova I A, Kalacheva E.G. et al. Artificial Siliceous Sinter Deposits of the Pauzhetsky Geothermal System // *Proceeding Conference on Mineral Extraction from Geothermal Brines*. Arizona. USA. – 2006.
 135. Smith C., Kesler S., Klaue B., Blum J. Mercury isotope fractionation in fossil hydrothermal systems // *Geology*. – 2005. – Vol. 33. – p.p. 825–828.
 136. Stoffers P., Hannington M., Wright I., Herzig P., de Ronde C. Elemental mercury at submarine hydrothermal vents in the Bay of Plenty, Taupo volcanic zone, New Zealand // *Geology* – 1999. – Vol. 27. – p.p. 931-934.
 137. Sun X., Si X., Xiang Y., Liu D. Soil mercury spatial variations in the fault zone and corresponding influence factors // *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. – 2017. – Vol. 28. – p.p. 283-294. – doi: 10.3319/TAO.2016.09.29.02
 138. Tang C., Wang Y., Fu H. Characteristics of short-term syntheetical anomalies of radon and Hg content in groundwater in Sichuane Yunnan region before strong earthquakes // *Journal geophysical research*. – 2004. – Vol. 27. – p.p. 18-22.
 139. Tassi F. et al. Diffuse soil gas emissions of gaseous elemental mercury (GEM) from hydrothermal-volcanic systems: An innovative approach by using the static closed-chamber method // *Applied Geochemistry*. – 2016. – T. 66. – p.p. 234-241.
 140. Tunell G. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1964. –Vol. 28. – p.p. 1019-1037.
 141. Varekamp J.C. The geology of the Vulsinian area, Lazio, Italy // *Bulletin Volcanologique*. – 1980. – Vol. 43. – p.p. 489-503.
 142. Varekamp J.C., Buseck, P.R., Global mercury flux from volcanic and geothermal Sources // *Applied Geochemistry* – 1986. – Vol. 1. – p.p. 65-73.

143. Wang B., Liu Y., Sun., Ma Y., Zhang L., Ren H., Fang Z. Hydrogeological and geochemical observations for earthquake prediction research in China: A Brief Overview // *Pure and Applied Geophysics*. – 2018. – Vol. 175. – p.p. 2541-2555. – <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1885>.
144. Wang B., Ma Y. C., Ma Y. H. Variation of water temperature in the Yushu well and its correlation with the strong earthquakes in the Qinghai-Tibetan block // *Earthquake Research in China*. – 2016. – Vol. 32(3). – p.p. 563–570.
145. Wang C.Y., Du J.G., Zhou X.C. Geochemical feature of mercury across Sanhe-Pinggu active fault. *Earthquake*. – 2004. – Vol. 24(1). – p.p 132–136.
146. Werner C., Brantley S. CO2 emissions from the Yellowstone volcanic system // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2003. – T. 4. – №. 7.
147. White D., Muffler L., Truesdell A. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems // *Economic Geology*. – 1971. – Vol. 66. – p.p. 75-97.
148. White D.E. Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. – 1967. – p.p. 575-631.
149. White L.D., White L.D., Taylor D.G., Mauer P.A., Kupel R.E. A convenient optimized method for the analysis of selected solvent vapors in the industrial atmosphere // *American Industrial Hygiene Association Journal*. – 1970. – T. 31. – №. 2. – p.p. 225-232.
150. Zhang L., Liu Y., Guo L., Yang D., Fang Z., Chen T. Isotope geochemistry of mercury and its relation to earthquake in the Wenchuan earthquake fault scientific drilling project hole-1 (WFSD-1). *Tectonophysics*. – 2014. – Vol. 619. – p.p. 79–85.
151. Zheng W., Foucher D., Hintelmann H. Mercury isotope fractionation during volatilization of Hg(0) from solution into the gas phase // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 2007. – Vol. 22. – p.p. 1097-1104.

Приложения

Таблица 1. Некоторые химические и физические свойства ртути (Васильев, 2004; Reimann and De Caritat, 1998)

Обозначение	Hg
Порядковый номер	80
Атомная масса	200.59 а.е.м.
Атомный радиус	150 пм
Степени окисления	0, +1, +2, +3
Плотность ртути	13.55 г/см ³
Точка плавления	-38.9 °С
Точка кипения	356.58 °С
Стабильные изотопы	Их распространенность в природе (%)
¹⁹⁶ Hg	0.15
¹⁹⁸ Hg	9.97
¹⁹⁹ Hg	16.87
²⁰⁰ Hg	23.1
²⁰¹ Hg	13.18
²⁰² Hg	29.86
²⁰⁴ Hg	6.87

Таблица 2. Содержание благородных металлов и ртути в земной коре, метеоритах и месторождениях (Степанов, 1993)

Элемент	Содержание, мг/кг		
	в земной коре	в метеоритах	в месторождениях (минимум промышленного содержания)
Ртуть	0.07	1.8	500
Золото	0.004	0.32	1-2
Серебро	0.08	1.0	20

Таблица 3. Содержание ртути в некоторых породах и оболочках Земли (Reinmann, DeCaritat, 1998; Rudnick, Gao, 2004; Li, Schoonmaker, 2004)

Геологическая оболочка или породы	Содержание мг/кг
Земная кора (в среднем)	0.03-0.04
Верхняя земная кора	0.05
Средняя земная кора	0.0079
Нижняя земная кора	0.014
Ультраосновные породы	0.004
Базальты срединных океанических хребтов	0.01
Габбро, базальты	0.01
Граниты, гранодиориты	0.03
Песчаник	0.01
Сланцы	0.18
Известняки	0.02
Каменный уголь	0.1

Таблица 4. Концентрации ртути в почвенно-пирокластических отложениях

№ п.п.	Номер образца	Hg, мг/кг	Описание
Паратунское геотермальное месторождение (Фоновый участок)			
1	ПРТ 10-14	0.02	Супесь
2	ПРТ 7-2	0.02	Супесь
3	ПРТ 8-14	0.02	Супесь
4	ПРТ 2-2	0.02	Супесь
5	ПРТ 8-16	0.02	Супесь
6	ПРТ 9-10	0.02	Супесь
7	ПРТ 9-17	0.02	Супесь
8	ПРТ 8-11	0.02	Суглинок
9	ПРТ 10-15	0.02	Супесь
10	ПРТ 3-9	0.02	Супесь
11	ПРТ 9-21	0.02	Супесь
12	ПРТ 10-9	0.02	Супесь
13	ПРТ 1-5	0.03	Супесь
14	ПРТ 10-21	0.03	Супесь
15	ПРТ 4-5	0.03	Супесь
16	ПРТ 3-10	0.03	Суглинок
17	ПРТ 8-17	0.03	Суглинок
18	ПРТ 10-20	0.03	Супесь
19	ПРТ 2-6	0.03	Супесь
20	ПРТ 7-5	0.03	Супесь
21	ПРТ 3-6	0.03	Супесь
22	ПРТ 5-15	0.03	Суглинок
23	ПРТ 8-20	0.03	Суглинок
24	ПРТ 7-14	0.03	Супесь
25	ПРТ 3-13	0.04	Суглинок
26	ПРТ 10-16	0.04	Супесь
27	ПРТ 2-9	0.04	Супесь
28	ПРТ 3-14	0.04	Супесь
29	ПРТ 8-10	0.04	Супесь
30	ПРТ 3-11	0.04	Суглинок
31	ПРТ 1-7	0.04	Супесь
32	ПРТ 10-10	0.04	Супесь
33	ПРТ 8-21	0.04	Супесь
34	ПРТ 9-9	0.04	Супесь
35	ПРТ 4-12	0.04	Супесь
36	ПРТ 3-3	0.04	Супесь

37	ПРТ 1-4	0.04	Супесь
38	ПРТ 2-10	0.04	Супесь
39	ПРТ 2-4	0.04	Супесь
40	ПРТ 8-18	0.04	Супесь
41	ПРТ 3-2	0.05	Супесь
42	ПРТ 2-1	0.05	Суглинок
43	ПРТ 1-2	0.05	Супесь
44	ПРТ 7-1	0.05	Супесь
45	ПРТ 7-18	0.05	Супесь
46	ПРТ 9-19	0.05	Супесь
47	ПРТ 3-5	0.05	Супесь
48	ПРТ 4-1	0.05	Супесь
49	ПРТ 1-3	0.05	Суглинок
50	ПРТ 1-8	0.05	Супесь
51	ПРТ 10-18	0.06	Суглинок
52	ПРТ 1-11	0.06	Супесь
53	ПРТ 3-7	0.06	Супесь
54	ПРТ 9-20	0.06	Супесь
55	ПРТ 8-12	0.06	Супесь
56	ПРТ 4-9	0.06	Супесь
57	ПРТ 10-11	0.07	Суглинок
58	ПРТ 8-9	0.07	Супесь
59	ПРТ 10-19	0.07	Супесь
60	ПРТ 9-12	0.07	Супесь
61	ПРТ 6-16	0.07	Суглинок
62	ПРТ 8-19	0.07	Суглинок
63	ПРТ 2-5	0.07	Супесь
64	ПРТ 3-12	0.07	Супесь
65	ПРТ 5-5	0.07	Супесь
66	ПРТ 7-13	0.08	Супесь
67	ПРТ 1-9	0.08	Суглинок
68	ПРТ 9-15	0.08	Супесь
69	ПРТ 8-13	0.08	Супесь
70	ПРТ 2-7	0.08	Супесь
71	ПРТ 5-2	0.08	Супесь
72	ПРТ 6-7	0.08	Супесь
73	ПРТ 2-8	0.09	Супесь
74	ПРТ 9-18	0.09	Супесь
75	ПРТ 3-4	0.09	Супесь

76	ПРТ 7-21	0.09	Супесь
77	ПРТ 9-13	0.09	Супесь
78	ПРТ 5-9	0.09	Суглинок
79	ПРТ 6-3	0.09	Супесь
80	ПРТ 4-3	0.09	Супесь
81	ПРТ 5-10	0.09	Супесь
82	ПРТ 8-15	0.09	Супесь
83	ПРТ 5-1	0.09	Супесь
84	ПРТ 1-6	0.09	Суглинок
85	ПРТ 9-14	0.09	Супесь
86	ПРТ 10-12	0.09	Супесь
87	ПРТ 2-3	0.09	Супесь
88	ПРТ 6-14	0.10	Супесь
89	ПРТ 6-1	0.10	Супесь
90	ПРТ 7-19	0.10	Супесь
91	ПРТ 2-11	0.10	Супесь
92	ПРТ 9-16	0.10	Супесь
93	ПРТ 5-4	0.10	Супесь
94	ПРТ 5-14	0.10	Суглинок
95	ПРТ 6-20	0.10	Супесь
96	ПРТ 3-8	0.11	Супесь
97	ПРТ 3-1	0.11	Супесь
98	ПРТ 5-16	0.11	Супесь
99	ПРТ 4-16	0.11	Супесь
100	ПРТ 7-16	0.11	Супесь
101	ПРТ 2-13	0.11	Супесь
102	ПРТ 1-1	0.12	Суглинок
103	ПРТ 1-10	0.12	Суглинок
104	ПРТ 5-18	0.12	Суглинок
105	ПРТ 6-5	0.12	Супесь
106	ПРТ 5-3	0.12	Супесь
107	ПРТ 6-19	0.12	Супесь
108	ПРТ 6-4	0.12	Супесь
109	ПРТ 4-7	0.12	Супесь
110	ПРТ 10-13	0.13	Супесь
111	ПРТ 5-11	0.13	Супесь
112	ПРТ 7-3	0.13	Супесь
113	ПРТ 5-6	0.13	Супесь
114	ПРТ 5-17	0.13	Супесь
115	ПРТ 4-2	0.13	Супесь
116	ПРТ 4-14	0.13	Суглинок

117	ПРТ 5-8	0.14	Суглинок
118	ПРТ 5-12	0.14	Супесь
119	ПРТ 6-12	0.14	Супесь
120	ПРТ 4-8	0.14	Супесь
121	ПРТ 6-11	0.14	Супесь
122	ПРТ 7-15	0.15	Супесь
123	ПРТ 6-13	0.15	Супесь
124	ПРТ 6-6	0.15	Супесь
125	ПРТ 9-11	0.16	Супесь
126	ПРТ 7-10	0.17	Суглинок
127	ПРТ 7-11	0.18	Суглинок
128	ПРТ 7-12	0.22	Суглинок
129	ПРТ 4-10	0.22	Супесь
130	ПРТ 4-6	0.23	Супесь
131	ПРТ 7-9	3.67	Суглинок (Яма)
132	ПРТ 6-2	0.11	Супесь
133	ПРТ 7-8	0.11	Супесь
134	ПРТ 7-20	0.11	Суглинок
135	ПРТ 4-11	0.11	Супесь
Кошелевское месторождение			
136	ms-01	0.065	Подпочвен. горизонт
137	ms-02	0.118	Подпочвен. горизонт
138	ms-03	0.094	Подпочвен. горизонт
139	ms-04	0.067	Подпочвен. горизонт
140	ms-05	0.278	Подпочвен. горизонт
141	ms-06	0.305	Подпочвен. горизонт
142	ms-07	0.425	Подпочвен. горизонт
143	ms-08	1.285	Подпочвен. горизонт
144	ms-09	0.054	Подпочвен. горизонт
145	ms-10	0.093	Подпочвен. горизонт
146	ms-11	0.091	Подпочвен. горизонт
147	ms-12	0.087	Подпочвен. горизонт
148	ms-13	0.089	Подпочвен. горизонт
149	ms-14	0.068	Подпочвен. горизонт
150	ms-15	0.048	Подпочвен. горизонт

151	ms-16	0.065	Подпочвен. горизонт
152	ms-17	0.066	Подпочвен. Горизонт
153	ms-18	0.62	Подпочвен. Горизонт
154	ms-19	0.384	Подпочвен. Горизонт
155	ms-20	0.2	Глинистый материал
156	ms-21	0.164	Глинистый материал
157	ms-22	0.4	Глинистый материал
158	ms-23	0.995	Глинистый материал
159	ms-24	0.545	Глинистый материал
160	ms-25	5	Глинистый материал
161	ms-26	5.1	Глинистый материал
162	ms-27	5.36	Глинистый материал
163	ms-28	0.564	Глинистый материал
164	ms-29	0.264	Глинистый материал
165	ms-30	1.34	Глинистый материал
166	ms-31	0.108	Подпочвен. Горизонт
167	ms-32	1.525	Подпочвен. Горизонт
168	ms-33	11.45	Подпочвен. Горизонт
169	ms-34	0.2	Подпочвен. Горизонт
170	ms-35	0.09	Подпочвен. Горизонт
171	ms-36	0.106	Подпочвен. Горизонт
172	ms-37	0.044	Подпочвен. Горизонт
173	ms-38	0.074	Подпочвен. Горизонт
174	ms-39	0.049	Подпочвен. Горизонт
175	ms-40	0.029	Подпочвен. Горизонт
176	ms-41	0.124	Подпочвен. Горизонт
177	ms-42	0.07	Подпочвен. Горизонт
178	ms-43	0.051	Подпочвен. Горизонт
Паужетское геотермальное месторождение			
179	PAU-10	0.03	Подпочвен. горизонт.

180	PAU-11	0.02	Подпочвен. горизонт.
181	PAU-12	0.01	Подпочвен. горизонт.
182	PAU-13	0.02	Подпочвен. горизонт.
183	PAU-6	0.03	Подпочвен. горизонт.
184	PAU-8	0.02	Подпочвен. горизонт.
185	PAU-9	0.03	Подпочвен. горизонт.
186	PAU-1	0.05	Подпочвен. горизонт.
187	PAU-14	0.07	Подпочвен. горизонт.
188	PAU-15	0.02	Подпочвен. горизонт.
189	PAU-16	0.04	Суглинок
190	PAU-18	0.06	Суглинок
191	PAU-19	0.03	Суглинок
192	PAU-2	0.02	Подпочвен. горизонт.
193	PAU-20	0.1	Суглинок
194	PAU-21	0.08	Суглинок
195	PAU-22	0.06	Суглинок
196	PAU-23	0.06	Суглинок
197	PAU-24	0.05	Суглинок
198	PAU-25	0.05	Суглинок
199	PAU-26	0.07	Суглинок
200	PAU-27	0.11	Суглинок
201	PAU-28	0.08	Суглинок
202	PAU-29	0.17	Суглинок
203	PAU-3	0.07	Подпочвен. горизонт.
204	PAU-30	0.09	Суглинок
205	PAU-31	0.1	Суглинок
206	PAU-32	0.16	Глина
207	PAU-33	0.33	Глина
208	PAU-34	0.9	Глина
209	PAU-35	0.43	Суглинок
210	PAU-36	0.13	Суглинок
211	PAU-37	0.07	Суглинок
212	PAU-38	0.07	Суглинок
213	PAU-39	0.13	Суглинок
214	PAU-4	0.07	Подпочвен. горизонт.
215	PAU-5	0.03	Подпочвен. горизонт.

Восточно-Паужетское термальное поле			
216	ВПП-2	8.8	Глина
217	ВПП-4	5.7	Глина
218	ВПП-5	7.1	Глина
219	ВПП-10	0.1	Глина
220	ВПП-23	9.5	Глина
221	ВПП-24	2.3	Глина
222	ВПП-25	0.35	Глина
223	ВПП-27	1.1	Глина
224	ВПП-28	0.72	Глина
225	ВПП-8	0.55	Глина
226	ВПП-6	3	Суглинок
227	ВПП-7	4.2	Суглинок
228	ВПП-1	0.26	Суглинок
229	ВПП-3	0.2	Суглинок
230	ВПП-9	0.25	Суглинок
231	ВПП-11	0.09	Суглинок
232	ВПП-13	0.39	Суглинок
233	ВПП-18	0.2	Суглинок
234	ВПП-19	0.06	Суглинок
235	ВПП-21	0.16	Суглинок
236	ВПП-12	0.38	Супесь
237	ВПП-14	0.24	Супесь
238	ВПП-15	0.2	Супесь
239	ВПП-16	0.1	Супесь
240	ВПП-17	0.12	Супесь
241	ВПП-20	0.28	Супесь
242	ВПП-22	3.6	Супесь
243	ВПП-26	0.28	Супесь
244	ВПП-29	0.15	Супесь
Верхне-Паужетское термальное поле			
245	ВхПП 15-2	0.24	Глина
246	ВхПП 16-8	1.5	Глина
247	ВхПП 17-2	0.84	Глина
248	ВхПП 17-3	2.9	Глина
249	ВхПП 17-4	1.7	Глина
250	ВхПП 17-5	1.8	Глина
251	ВхПП 17-6	0.8	Глина
252	ВхПП 17-7	1.6	Глина
253	ВхПП 18-2	0.3	Глина
254	ВхПП 18-4	1.7	Глина

255	ВхПП 18-5	1.3	Глина
256	ВхПП 19-3	2.3	Глина
257	ВхПП 19-4	1.1	Глина
258	ВхПП 19-5	2.7	Глина
259	ВхПП 19-6	2.5	Глина
260	ВхПП 19-7	1.8	Глина
261	ВхПП 19-8	1.3	Глина
262	ВхПП 19-9	0.07	Глина
263	ВхПП 20-10	3.1	Глина
264	ВхПП 20-14	0.48	Глина
265	ВхПП 20-18	0.09	Глина
266	ВхПП 20-2	0.94	Глина
267	ВхПП 20-20	0.2	Глина
268	ВхПП 20-4	0.58	Глина
269	ВхПП 20-5	6.6	Глина
270	ВхПП 20-6	1.8	Глина
271	ВхПП 20-7	1.2	Глина
272	ВхПП 20-8	1.6	Глина
273	ВхПП 21-10	0.85	Глина
274	ВхПП 21-12	0.86	Глина
275	ВхПП 21-5	1.1	Глина
276	ВхПП 21-6	1.2	Глина
277	ВхПП 21-7	0.34	Глина
278	ВхПП 21-8	1.2	Глина
279	ВхПП 22-4	1.1	Глина
280	ВхПП 22-6	2.3	Глина
281	ВхПП 22-7	1.7	Глина
282	ВхПП 22-8	2	Глина
283	ВхПП 22-9	2.2	Глина
284	ВхПП 16+7	0.8	Суглинок
285	ВхПП 2-2	0.29	Суглинок
286	ВхПП 2+1	0.06	Суглинок
287	ВхПП 2+4	0.1	Суглинок
288	ВхПП 2+5	0.43	Суглинок
289	ВхПП 3-1	0.14	Суглинок
290	ВхПП 3-2	0.83	Суглинок
291	ВхПП 3+0	0.22	Суглинок
292	ВхПП 14-11	0.15	Суглинок
293	ВхПП 14-16	0.55	Суглинок
294	ВхПП 14-19	0.35	Суглинок
295	ВхПП 14-2	0.2	Суглинок

296	ВхПП 14-7	0.09	Суглинок
297	ВхПП 15-10	0.11	Суглинок
298	ВхПП 15-12	0.1	Суглинок
299	ВхПП 15-6	0.13	Суглинок
300	ВхПП 15-8	0.17	Суглинок
301	ВхПП 15+2	0.17	Суглинок
302	ВхПП 15+3	0.18	Суглинок
303	ВхПП 16-11	0.1	Суглинок
304	ВхПП 16-15	2.5	Суглинок
305	ВхПП 16-9	0.14	Суглинок
306	ВхПП 17-8	0.65	Суглинок
307	ВхПП 18-1	0.34	Суглинок
308	ВхПП 18-12	1.8	Суглинок
309	ВхПП 18-3	1.1	Суглинок
310	ВхПП 18-6	1	Суглинок
311	ВхПП 18-7	0.8	Суглинок
312	ВхПП 18+7	0.25	Суглинок
313	ВхПП 18+8	0.04	Суглинок
314	ВхПП 19-10	1.3	Суглинок
315	ВхПП 19-17	0.5	Суглинок
316	ВхПП 19-18	0.55	Суглинок
317	ВхПП 19-19	0.25	Суглинок
318	ВхПП 19-2	0.35	Суглинок
319	ВхПП 19-20	0.2	Суглинок
320	ВхПП 19+5	0.14	Суглинок
321	ВхПП 20-11	1.5	Суглинок
322	ВхПП 20-12	0.87	Суглинок
323	ВхПП 20-19	0.14	Суглинок
324	ВхПП 20-3	0.28	Суглинок
325	ВхПП 20-9	1.7	Суглинок
326	ВхПП 21-11	2.7	Суглинок
327	ВхПП 21-4	0.24	Суглинок
328	ВхПП 21-9	1.2	Суглинок
329	ВхПП 22-10	1.9	Суглинок
330	ВхПП 22-5	1.2	Суглинок
331	ВхПП 22+10	0.06	Суглинок
332	ВхПП 22+8	0.06	Суглинок
333	ВхПП 23-2	0.06	Суглинок
334	ВхПП 23-5	1.5	Суглинок
335	ВхПП 23-6	1.8	Суглинок
336	ВхПП 1-1	0.12	Супесь

337	ВхПП 1-2	0.14	Супесь
338	ВхПП 1+0	0.13	Супесь
339	ВхПП 1+1	0.14	Супесь
340	ВхПП 1+2	0.17	Супесь
341	ВхПП 1+3	0.12	Супесь
342	ВхПП 1+4	0.3	Супесь
343	ВхПП 1+5	0.2	Супесь
344	ВхПП 1+6	0.17	Супесь
345	ВхПП 2-0	0.07	Супесь
346	ВхПП 2-1	0.14	Супесь
347	ВхПП 2-3	0.2	Супесь
348	ВхПП 2-4	0.1	Супесь
349	ВхПП 2+2	0.08	Супесь
350	ВхПП 3-3	0.09	Супесь
351	ВхПП 3+2	0.08	Супесь
352	ВхПП 3+3	0.06	Супесь
353	ВхПП 3+4	0.22	Супесь
354	ВхПП 3+5	0.07	Супесь
355	ВхПП 3+6	0.24	Супесь
356	ВхПП 13-0	0.17	Супесь
357	ВхПП 13-1	0.06	Супесь
358	ВхПП 13-2	0.08	Супесь
359	ВхПП 13-3	0.08	Супесь
360	ВхПП 13-4	0.14	Супесь
361	ВхПП 13-5	0.11	Супесь
362	ВхПП 13-6	0.05	Супесь
363	ВхПП 13+2	0.13	Супесь
364	ВхПП 13+3	0.17	Супесь
365	ВхПП 13+4	0.12	Супесь
366	ВхПП 13+5	0.23	Супесь
367	ВхПП 14-0	0.11	Супесь
368	ВхПП 14-1	0.09	Супесь
369	ВхПП 14-10	0.11	Супесь
370	ВхПП 14-12	0.12	Супесь
371	ВхПП 14-13	0.12	Супесь
372	ВхПП 14-14	0.2	Супесь
373	ВхПП 14-15	0.29	Супесь
374	ВхПП 14-17	0.08	Супесь
375	ВхПП 14-18	0.13	Супесь
376	ВхПП 14-20	0.06	Супесь
377	ВхПП 14-21	0.08	Супесь

378	ВхПП 14-3	0.18	Супесь
379	ВхПП 14-4	0.08	Супесь
380	ВхПП 14-5	0.11	Супесь
381	ВхПП 14-6	0.09	Супесь
382	ВхПП 14-8	0.14	Супесь
383	ВхПП 14-9	0.13	Супесь
384	ВхПП 14+1	0.12	Супесь
385	ВхПП 14+2	0.35	Супесь
386	ВхПП 14+3	0.16	Супесь
387	ВхПП 14+4	0.12	Супесь
388	ВхПП 14+5	0.09	Супесь
389	ВхПП 15-1	0.1	Супесь
390	ВхПП 15-11	0.11	Супесь
391	ВхПП 15-13	0.57	Супесь
392	ВхПП 15-14	0.24	Супесь
393	ВхПП 15-3	0.43	Супесь
394	ВхПП 15-4	0.24	Супесь
395	ВхПП 15-5	0.14	Супесь
396	ВхПП 15-7	0.09	Супесь
397	ВхПП 15-9	0.16	Супесь
398	ВхПП 15+0	0.09	Супесь
399	ВхПП 15+1	0.12	Супесь
400	ВхПП 16-1	0.14	Супесь
401	ВхПП 16-10	0.14	Супесь
402	ВхПП 16-13	0.06	Супесь
403	ВхПП 16-14	0.13	Супесь
404	ВхПП 16-2	0.23	Супесь
405	ВхПП 16-3	0.4	Супесь
406	ВхПП 16-4	0.11	Супесь
407	ВхПП 16-5	0.1	Супесь
408	ВхПП 16-7	0.2	Супесь
409	ВхПП 16+0	0.19	Супесь
410	ВхПП 16+1	0.21	Супесь
411	ВхПП 16+2	0.1	Супесь
412	ВхПП 16+3	0.07	Супесь
413	ВхПП 16+4	0.09	Супесь
414	ВхПП 16+5	0.06	Супесь
415	ВхПП 17-9	0.28	Супесь
416	ВхПП 17+1	0.1	Супесь
417	ВхПП 17+2	0.12	Супесь
418	ВхПП 17+3	0.15	Супесь

419	ВхПП 17+4	0.19	Супесь
420	ВхПП 17+5	0.01	Супесь
421	ВхПП 17+6	0.08	Супесь
422	ВхПП 17+7	0.08	Супесь
423	ВхПП 18-10	0.29	Супесь
424	ВхПП 18-11	0.08	Супесь
425	ВхПП 18-13	0.87	Супесь
426	ВхПП 18-8	0.34	Супесь
427	ВхПП 18-9	0.26	Супесь
428	ВхПП 18+0	0.21	Супесь
429	ВхПП 18+1	0.17	Супесь
430	ВхПП 18+2	0.17	Супесь
431	ВхПП 18+3	0.32	Супесь
432	ВхПП 18+4	0.41	Супесь
433	ВхПП 18+5	0.23	Супесь
434	ВхПП 18+6	0.06	Супесь
435	ВхПП 19-0	0.1	Супесь
436	ВхПП 19-1	0.1	Супесь
437	ВхПП 19-11	1.3	Супесь
438	ВхПП 19-12	0.2	Супесь
439	ВхПП 19-14	0.2	Супесь
440	ВхПП 19-15	0.37	Супесь
441	ВхПП 19-16	0.4	Супесь
442	ВхПП 19+1	0.5	Супесь
443	ВхПП 19+2	0.1	Супесь
444	ВхПП 19+3	0.1	Супесь
445	ВхПП 19+4	0.15	Супесь
446	ВхПП 19+6	0.06	Супесь
447	ВхПП 19+7	0.06	Супесь
448	ВхПП 19+8	0.1	Супесь
449	ВхПП 20-0	0.1	Супесь
450	ВхПП 20-1	0.1	Супесь
451	ВхПП 20-13	3.7	Супесь
452	ВхПП 20-15	0.25	Супесь
453	ВхПП 20-16	0.1	Супесь
454	ВхПП 20-17	0.18	Супесь
455	ВхПП 20+1	0.2	Супесь
456	ВхПП 20+10	0.37	Супесь
457	ВхПП 20+2	0.07	Супесь
458	ВхПП 20+3	0.05	Супесь
459	ВхПП 20+4	0.08	Супесь

460	ВхПП 20+5	0.07	Супесь
461	ВхПП 20+6	0.09	Супесь
462	ВхПП 20+7	0.08	Супесь
463	ВхПП 20+8	0.08	Супесь
464	ВхПП 21-0	0.1	Супесь
465	ВхПП 21-1	0.09	Супесь
466	ВхПП 21-13	0.12	Супесь
467	ВхПП 21-2	0.1	Супесь
468	ВхПП 21-3	0.19	Супесь
469	ВхПП 21+1	0.13	Супесь
470	ВхПП 21+2	0.05	Супесь
471	ВхПП 21+4	0.03	Супесь
472	ВхПП 21+5	0.1	Супесь
473	ВхПП 21+6	0.1	Супесь
474	ВхПП 22-12	0.2	Супесь
475	ВхПП 22-13	0.1	Супесь
476	ВхПП 22-2	0.1	Супесь
477	ВхПП 22-3	0.13	Супесь
478	ВхПП 22+1	0.15	Супесь
479	ВхПП 22+2	0.4	Супесь
480	ВхПП 22+3	0.1	Супесь
481	ВхПП 22+4	0.1	Супесь
482	ВхПП 22+5	0.16	Супесь
483	ВхПП 22+6	0.13	Супесь
484	ВхПП 22+7	0.08	Супесь
485	ВхПП 22+9	0.09	Супесь
486	ВхПП 23-1	5.8	Супесь
487	ВхПП 23-3	0.2	Супесь
488	ВхПП 23-4	0.11	Супесь
489	ВхПП 23+0	0.17	Супесь
490	ВхПП 23+1	0.94	Супесь
491	ВхПП 23+10	0.18	Супесь
492	ВхПП 23+2	1.3	Супесь
493	ВхПП 23+4	4.8	Супесь
494	ВхПП 23+5	2.6	Супесь
495	ВхПП 23+7	1.3	Супесь
496	ВхПП 23+8	0.13	Супесь
497	ВхПП 23+9	0.2	Супесь
498	ВхПП 13+6	0.3	Торфяник

Таблица 5. Концентрации ртути в горных породах Южной Камчатки

№ п.п.	Номер образца	Hg, мг/кг	Описание
Фоновые концентрации.			
Неизменные горные породы.			
1	ЗК-4-09	0.016	Андезиты-агглютинаты. Западно-Кошелевский вулкан.
2	ЗК-5-09	0.01	Андезиты-агглютинаты. Западно-Кошелевский вулкан.
3	ЗК-10-09	0.014	Андезиты-агглютинаты. Западно-Кошелевский вулкан.
4	ЗК-11-09	0.012	Андезиты-агглютинаты. Западно-Кошелевский вулкан.
5	К-14С/09	0.036	Андезиты серые. Кошелевский вулкан.
6	К-23С/09	0.005	Андезиты зеленовато-серые. выветрелые. Кошелевский вулкан.
7	К-25С/09	0.006	Андезиты серые. Кошелевский вулкан.
8	К-28С/09	0.01	Туфолава андезитового состава. Кошелевский вулкан.
9	К-35С/09	0.012	Андезиты серые. Кошелевский вулкан.
10	К-39С/09	0.007	Андезиты серые. Кошелевский вулкан.
11	К-41С/09	0.098	Андезиты серые порфиновые. Кошелевский вулкан.
12	К-43С/09	0.009	Андезиты серые порфиновые. Кошелевский вулкан.
13	К-44С/09	0.144	Андезиты серые порфиновые. пористые. выветрелые. Кошелевский вулкан.
14	К-48С/09	0.014	Долерит мелкозернистый темно-серый. Кошелевский вулкан.
15	К-49С/09	0.017	Андезиты плотные мелкозернистые. Кошелевский вулкан.
16	К-50/09-1С/09	0.005	Базальт черный пористый. Кошелевский вулкан.
17	К-50/09-2С/09	0.008	Андезиты серые. Кошелевский вулкан.
18	К-50/09-3С/09	0.007	Андезиты вишневого цвета. Кошелевский вулкан.
19	К-51/09-1С/09	0.006	Андезиты серые. Кошелевский вулкан.
20	К-51/09-3С/09	0.01	Андезиты черно-вишневого цвета. Кошелевский вулкан.
21	К-54С/09	0.012	Андезиты серые пористые. Кошелевский вулкан.
22	К-58С/09	0.012	Андезиты серые порфиновые. Кошелевский вулкан.
23	Пр-1-09	0.015	Андезиты. рч. Прямой. Кошелевский вулкан.
24	Пр-2/09	0.045	Андезиты. рч. Прямой. Кошелевский вулкан.
25	Гр-2-09	0.011	Базальты. андезиты. рч. Гремучий. Кошелевский вулкан.
26	Гр-5-09	0.012	Базальты. андезиты. рч. Гремучий. Кошелевский вулкан.
27	ВК-Д/09-1	0.005	Субвулканические породы (микродолериты ?). Кошелевский вулкан.
28	ВК-Д/09-2	0.007	Субвулканические породы (микродолериты ?). Кошелевский вулкан.

29	ТРч-1/09	0.007	Лавы андезитов. Вулкан Третья Речка.
30	ТРч-7/09-1	0.009	Микродиориты массивные. Вулкан Третья Речка.
31	ТРч-7/09-2	0.024	Микродиориты пропилитизиров. Вулкан Третья Речка.
32	ТРч-11/09-1	0.012	Лавы андезитов массивные. Вулкан Третья Речка.
33	ТРч-3/09	0.152	Лавы андезитов. Вулкан Третья Речка.
Кошелевский вулканический массив			
Гидротермально измененные породы			
46	ВПП-1/08-5	1.15	Окремн. андезит. скв.. 5-й слой
47	ВК-7/08-1	0.068	Андезиты-слабо окварцованные
48	ВК-7/08-2	0.185	Андезиты-окварцованные
49	ВК-7/08-3	0.168	Андезиты-окварцованные
50	ВК-7/08-4	0.052	Андезиты-опалитизированные полностью
51	ВК-7/08-5	0.36	Андезиты-опалитизированные полностью
52	ВК-1/09	4.036	Опалит
53	ВК-1/09-5обр	13.565	Андезит из толщи глин
54	ВК-1/09-А	1.106	Андезит интенсивно пропаренный.
55	ВК-09-3-6г	0.027	Обр. из стенки фумаролы
56	ВК-09-3-2	0.352	Обр. из стенки фумаролы
57	ВК-ПКг/09	0.044	образец из Большого Пиритового котла
58	ТРч-6/09	0.035	Туфы аргиллизированные
59	ТРч-11/09-2	0.127	Брекчия по лаве андезитов. аргиллизированная
Гидротермально измененные породы до монокварцитов			
60	ТРч-А2/09	0.721	Вторичный кварцит. уч-к Третья Речка.
61	ТРч-А3/09	0.054	Вторичный кварцит. уч-к Третья Речка
62	ТРч-А2/09	0.721	Кварцит. уч-к третья Речка
63	ТРч-13/09	2.77	Опалит-вторичный кварцит
64	ННК-08/1	5.738	Вт. Кварциты. опалиты.
65	ННК-08/2	0.072	Вт. Кварциты. опалиты.
Современные кремнисто сульфидные образования на поверхности термальных полей			
66	НБК-08/1	0.128	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
67	НБК-08/2	0.857	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
68	НБК-08/3	1.113	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
69	НБК-08/5	0.232	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
70	НБК-08/6	0.552	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол

71	НВК-08/1	0.298	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
72	НВК-08/2	2.878	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
73	НВК-08/3	0.172	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
74	НВК-08/4	0.405	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
75	НВК-08/5	0.518	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
76	НВК-1/09	0.366	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
77	НВК-2/09	0.262	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
78	НВК-3/09	0.552	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
79	НВК-4/09	1.642	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
80	НВК-5/09	2.55	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
81	НВК-6/09	2.5	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
82	НВК-7/09	0.605	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
83	НВК-8/09	0.668	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
84	НВК-08/6	0.805	Кремнисто-сульфидные корки из устьев фумарол
85	ВК-5/08	0.195	Современные кремнистые отложения и травертины
Современные поверхностные образования гидротермального происхождения			
86	ВКТрТ-1/08-1	0.029	Лимонит-гематитовые отложения. гели
87	ВКТрТ-1/08-2	0.016	Лимонит-гематитовые отложения. гели
88	ВКТрТ-1/08-3	0.005	Лимонит-гематитовые отложения. гели
89	ВКТрТ-1/08-4	0.021	Лимонит-гематитовые отложения. гели
Измененные породы из глинистой толщи (образцы)			
90	НК-2/08-5обр	0.192	Андезит из толщи глин
91	НК-2/09-7(обр)	0.636	Андезит из толщи глин
92	НК-2/09-8(обр)	0.345	Андезит из толщи глин
93	НК-3/09-11(обр)	0.987	Андезит из толщи глин
94	НК-3/09-5(обр)	0.525	Андезит из толщи глин
95	НК-4/09-140	0.41	Образец из толщи глин
96	НК-4/09-160	0.97	Образец из толщи глин
97	НК-4/09-5(обр)	0.297	Образец из толщи глин
98	НК-БСВ-обр	0.212	Образец из толщи глин
99	НК-1/11-5-1обр	0.009	Образец из толщи глин

100	НК-1/11-5-2обр	4.25	Образец из толщи глин
101	НК-1/11-6-1обр	1.025	Образец из толщи глин
102	НК-2/11-1-обр	0.179	Образец из толщи глин
103	НК-2/11-6-обр	1.112	Образец из толщи глин
Паужетское геотермальное месторождение			
Гидротермально измененные породы из глубоких горизонтов Паужетского месторождения			
104	13.12.2019	0.362	Измененные породы. скв. К-13. инт. 12-19 м
105	13-19-22	0.05	Измененные породы. скв. К-13. инт. 19-22 м
106	13-22-48	0.742	Измененные породы. скв. К-13. инт. 22-48 м
107	13-73	2.156	Измененные породы. скв. К-13. инт. 73 м
108	13-87	0.379	Измененные породы. скв. К-13. инт. 87 м
109	13-102-103	1.529	Измененные породы. скв. К-13. инт. 102-103 м
110	13-112	2.575	Измененные породы. скв. К-13. инт. 112 м
111	13-116-125	3.725	Измененные породы. скв. К-13. инт. 116-125 м
112	13-148-159	0.362	Измененные породы. скв. К-13. инт. 148-159 м
113	13-348-356	0.141	Измененные породы. скв. К-13. инт. 348-356 м
114	20-75-83	2.133	Измененные породы. скв. К-20. инт. 75-83 м.
115	20-83-99	0.73	Измененные породы. скв. К-20. инт. 83-99 м
116	20-422-436	0.901	Измененные породы. скв. К-20. инт. 422-436 м
117	20-381-388	0.05	Измененные породы. скв. К-20. инт. 381-388 м
118	21-103-118	0.738	Измененные породы. скв. К-21. инт. 103-118 м
119	21-118	0.257	Измененные породы. скв. К-21. инт. 118 м
120	21-120	0.438	Измененные породы. скв. К-21. инт. 120 м
121	21-294-308	0.358	Измененные породы. скв. К-21. инт. 294-308 м
122	21-406	0.736	Измененные породы. скв. К-21. инт. 406 м
123	21-417-424	0.31	Измененные породы. скв. К-21. инт. 417-424 м
124	6-77-97	1.88	Измененные породы. скв. К-6. инт. 77-97 м
125	6-242-295	0.055	Измененные породы. скв. К-6. инт. 242-295 м
126	6-328-337	2.074	Измененные породы. скв. К-6. инт. 328-337 м
127	6-337-343	0.05	Измененные породы. скв. К-6. инт. 337-343 м
128	6-364-371	0.521	Измененные породы. скв. К-6. инт. 364-371 м
Камбальный вулканический хребет			
Гидротермально измененные породы			

129	ЮКЦ-1/08	0.145	Опалит-алунитизир. г.п.
130	ЮКЦ-2/08	4.32	Опалит-алунитизир. г.п.
131	ЮКЦ-3/08-01	0.869	Опалит-алунитизир. г.п.
132	ЮКЦ-3/08-02	0.403	Опалит-алунитизир. г.п.
133	ЮКЦ-4/08	0.3	Опалит-алунитизир. г.п.
134	ЮКЦ-5/08	4.695	Опалит-алунитизир. г.п.
135	ЮКЦ-6/08	2.045	Опалит-алунитизир. г.п.
Гидротермально измененные породы до			
монокварцитов			
136	НЮКЦ-08/2	4.95	Вторичные кварциты-опалиты.
Современные кремнисто сульфидные образования на поверхности термальных полей			
137	НЮКЦ-08/1	4.501	ЮКЦ. зональная жеода
138	НЮКЦ-08/2	4.271	ЮКЦ. отдельн. корка
139	ЮК-08/5	6.038	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
140	ЮК-08/10	6.232	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
141	ЮК-08/14	2.214	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
142	ЮК-08/21	2.844	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
143	ЮК-08-12/1	0.288	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
144	ЮК-08-12/2	0.714	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
145	ЮК-08-12/3	4.792	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
146	ЮК-08-20/1	1.876	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
147	ЮКД-1/08	10.019	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
148	ЮК-08-20/1	1.876	Опал-халцедоновые корки-жеоды.
Современные поверхностные образования гидротермального происхождения			
149	СК-2/08	3.787	Карбонатные прожилки в туффитах неогена

Таблица 6. Концентрации ртути в различных типах вод Южной Камчатки

№ п.п.	№ пробы	T, °C	pH	Eh	Hg, мкг/л	Описание
Нижне-Кошелевское термальное поле						
Холодные воды						
1	НК-1/11	4	8.4	135	0.075	уч-к Верхний. Вода из-под снежника над полем.
2	НК-23/11	80.1	6	52	0.102	Рч. Гремучий.40 м ниже плотины.
3	НК-15/11	23	5.4	113	0.077	Устье рч.Холодный. 5 м от впадения в рч. Гемучий.
4	НК-5/11	13	6.7	55	0.065	рч. Гремучий, вода из-под снежника в основном русле.
5	НК-8/11	13.5	7.4	43	0.06	рч. Гремучий – напротив Большой Сухой Воронки (БСВ), «холодный» ручей выше парящих склонов.
6	НКВ-1/12	10.5	67.4	56	0.063	уч-к Верхний. Вода из-под снежника над полем
7	НК-1/17В	2.3	6.11	154	0.014	Вода из под снежника над участком Верхний.
8	НК-4/17В	14.1	6.88	177	0.076	Ручей на выходе с участка. Южная граница участка Верхний.
9	НКВ-25/12	18.5	7.28	71	0.011	Рч. Прямой, выше разгрузки
10	НКВ-26/12	23.4	7.6	73	0.013	Рч. Прямой, несколько ниже разгрузки
11	НКВ-4/12	24	6.07	-26	0.067	Заводь на левом борту р. Гремучий над изливом.
12	НКВ-5/12	23.7	4.6	-16	0.06	Выход ручья с уч-ка Верхний
13	НК-28/11	5.1	7.8	102	0.063	рч. Прямой. над разгрузкой терм. Вод, основной ручей.
14	НК-13/17В	23.1	7.9	241	0.096	Ручей Холодный
Разгрузка ручей Прямой						
15	НК-24/11	31.5			0.217	рч. Прямой. Разгрузка термальных вод из-под подошвы лавового потока. 200 м ниже скважин №№ 10 и 10ДП.
16	НК-26/11	29.8	7.5	109	0.093	рч. Прямой. резкий уступ на склоне.
17	НК-27/11	32.2	7.2	112	0.1	Выход термальных вод
18	ПР-1/17В	32.5	6.85	295	9.6	Термальная разгрузка по лев. борту ручья Прямой. ниже скв.10ДП.
19	НКВ-22/12	44.1	6.4	73	0.014	Разгрузка на рч. Прямой. истоки
20	НКВ-23/12	42	7.47	60	0.013	Разгрузка на рч. Прямой средняя часть потока.
21	НКВ-24/12	32.8	7.88	48	0.012	Разгрузка на рч. Прямой нижняя часть перед холодным ручьем
22	ПР-1/14В	32.6	7.05	-5	0.014	Руч.Прямой. Разгрузка
23	ПР-2/14В	34.9	7.07	32	0.019	руч.Прямой. Вторая разгрузка
Термальные воды						
24	НК-2/11	96.1	8	-63	0.05	Левый верхний борт Верхнего уч-ка. Котелок с кипящей водой диаметром 30 см.
25	НК-3/11	87	6.5	-31	0.242	Центр уч-ка Верхний, по левому борту ручья. Кипящий водный котелок.
26	НК-9/11	81.9	2.9	414	0.114	БСВ. вода из каменных развалов в

						северной части.
27	НК-10/11	98.2	3.2	308	3.42	Ручеек с терм. водой – по склону на запад от БСВ: серия пробулькивающих котелков
28	НК-11/11	68.8	5.4	-70	0.298	рч. Гремучий. Кипящее озеро из-под под развалов глыб по левому борту.
29	НК-12/11	96.9	5.7	41	0.055	оз. Термальное. сев. борт. Бурлящее озерко с пиритом. Отдельный котелок диаметром 1м.
30	НК-13/11	98.3	2.5	360	0.377	Заводь основного оз. Термальное. в 2-х метрах. Взвесь серы. глины.
31	НК-18/11	71.8	5.4	-110	0.165	Круглое Кипящее оз. диаметром 8-10 м. над Большим Пульсирующим источником. Сток из озера.
32	НК-19/11	98.6	5.6	-91	0.265	Большой Пульсирующий источник.
33	НК-20/11	85	5.4	-40	0.22	Средний Пульсирующий источник.
34	НК-21/11	95	6.3	3	0.131	Малый Пульсирующий источник.
35	НК-22/11	92.5	5.7	61	0.104	рч. Гремучий, западная часть. «сливное озеро». 5 м выше плотины.
36	НКВ-2/12	104	6.78	31	0.338	Бурлящий котелок в восточной части Верхнего участка
37	НКВ-3/12	96.5	6.04	37	0.919	Верхний участок. Бурлящий котел на правом борту рч.
38	НКВ-6/12	73.9	6.77	-94	0.193	оз. Банное. Разгрузка термальных вод в восточной части озера.
39	НКВ-7/12	30	6.61	21	0.086	оз. Банное. у трубы (западная часть оз.)
40	НКВ-8/12	104	5.1	89	0.108	Большая Сухая Воронка (БСВ). большой кипящий пиритовый котел.
41	НКВ-9/12	72	4	196	0.064	БСВ. место старого котла.
42	НКВ-10/12	73	5.83	-130	0.173	Правый борт рч. Гремучий. Слабогазирующий котелок.
43	НКВ-11/12	57.5	5.5	-84	0.3	рч. Гремучий. Начало формирования термального рч. – кипящее озеро из-под под развалов глыб по левому борту
44	НКВ-12/12	98.1	6.17	-15	0.068	оз. Термальное. Сев. борт. Кипящий котелок на границе с озером.
45	НКВ-13/12	96.5	2.54	187	0.342	оз. Термальное. Сев. борт. Бурлящий котел на краю оз.
46	НКВ-14/12	21.6	4.69	54	0.073	Устье рч. Холодный. 5 м от впадения в рч. Гемучий.
47	НКВ-15/12	80.1	6	-30	0.142	Излив рч. Гремучий из Большого кипящего озера.
48	НКВ-16/12	89.6	6.41	15	0.113	Большой Пульсирующий ист.
49	НКВ-17/12	96.4	6.26	-6	0.054	Средний Пульсирующий источник
50	НКВ-18/12	93.7	6.67	-39	0.103	Малый Пульсирующий источник
51	НКВ-19/12	97.7	6.52	29	0.096	Бурлящий котел в русле рч. Гремучий. 25 м до плотины.
52	НКВ-20/12	78.9	6.29	45	0.118	Озеро перед плотиной.
53	НКВ-21/12	86.7	6.43	50	0.11	Рч. Гремучий. 3 м ниже плотины.
54	НК-1/14В	73.6	6.21	33	0.036	Рч.Гремучий. 30 м ниже платины
55	НК-2/14В	99.8	7.69	-99	0.122	Пульсирующий "Малый"
56	НК-3/14В	63.7	6.22	-165	0.03	Круглая кипящая воронка в русле

						р.Гремучего ниже промывки.
57	НК-4/14В	98.8	3.47	279	0.018	оз.Термальное. небольшой прозрачный котел у северной границы озера.
58	НК-5/14В	97.1	3.2	247	0.062	оз.Термальное. Западная часть.
59	НК-6/14В	96.5	6.1	16	0.064	Грязевой котел
60	НК-7/14В	94.6	7.3	-170	0.092	Термальная вода в кипящем водном котле. Начало горячего р.Гремучего.
61	НК-8/14В	95.1	3.12	270	2.155	БСВ основная бурлящая часть
62	НК-9/14В	95.4	6.28	52	0.236	Участок Верхний, основной котел в верхней части, левый борт
63	НК-2/17В	93.2	6.64	84	0.111	Грязеводный котел. уч-к Верхний. Северная (верхняя) часть. левый борт ручья. Развалы камней.
64	НК-3/17В	95.7	5.15	157	0.548	Водный котелок в центр. части уч-ка Верхний. в русле ручья. Интенсивное кипение
65	НК-5-17В	26.5	6.69	186	0.124	Водная разгрузка у восточного борта оз Банное.
66	НК-6/17В	24	5.05	197	0.113	Водный котелок размером 30х70 см у западной границы оз. Банное.
67	НК-7/17В	94.2	3.82	303	5.9	Грязеводный котел в развалах крупных глыб андезитов у восточного борта БСВ
68	НК-8/17В	94.3	6.02	131	0.101	Водная разгрузка по термальному ручью. идущему по поверхности и под землей. от БСВ на запад
69	НК-9/17В	75.4	5.91	122	0.246	Водный котел в левом борту ручья Гремучий. напротив БСВ
70	НК-10/17В	93.2	6.1	152	0.384	Кипящее озеро в средней части ручья Гремучий. начало термального ручья
71	НК-11/17В	94.1	2.36	445	0.136	Озеро Термальное. Северный борт. Кипящий грязеводный котел у края озера
72	НК-12/17В	97.5	4.87	123	2.27	Озеро Термальное. Северный борт. Кипящий грязеводный котел
73	НК-14/17В	51.3	6.28	151	0.037	Грязеводный котел в русле ручья Гремучий. Круглая воронка почти засыпанная с бортов.
74	НК-15/17В	98.3	7.63	163	0.609	Пульсирующий водный у левого борта ручья Гремучий. Котел единственный в 2017 г.
75	НК-16/17В	64.4	6.22	263	0.08	Ручей Гремучий. 10 м ниже плотины.
Скважина						
76	НК-1/17-10ДП	103	4.21	222	0.09	Скважина 10 ДП в среднем течении ручья Прямой, левый борт. Отобран конденсат пара из оголовка. Скважина едва парит в 2017 г.
Верхне-Кошелевское термальное поле						
Холодные воды						
77	ВК-2/17В	2.3	4.44	2	6.1	Руч. Западный. исток.
78	ВК-18/17В	10	3.68	23	0.006	Основное русло ручья в западной части поля. после слияния всех ручьев
79	ВК-2/12В	6.2	2.88	167	0.015	Левый приток рч. Западный из-под снежника
80	ВК-9/12В	25.4	2.83	259	0.023	Правый борт рч. Западный, гематитовый плащ

81	ВК-14/12В	24.1	2.93	303	0.01	Окончание т/а. слияние всех рчьев. Основное русло.
82	ВК-23/12В	14.2	5.83	110	0.009	100 м выше лагеря. рч. из-под снежника
86	ВК-4/17В	8.3	4.32	2	0.01	Лимонитовые гелеобразные плащи в истоках уч-ка Тартарары
Термальные воды						
84	ВК-1/17В	94,7	5.99	-7	0.751	Пиритовый котел.
85	ВК-3/17В	38	5.05	-7	0.091	Котел Южный. слабопульсирующие источники. озерцо диаметром 50 см.
87	ВК-5/17В	92.5	6.17	15	0.014	Пульсирующий газифицирующий котел в 3 м от русла руч. Восточный
88	ВК-6/17В	129	5.02	-9	0.032	Пульсирующий источник в русле ручья Восточный
89	ВК-7/17В	107	6.6	-12	0.014	Два пульсирующих источника в русле ручья Восточный. Проба взята из большого.
90	ВК-8/17В	77.2	4.06	16	0.019	Русло ручья Восточный, ниже всех разгрузок.
91	ВК-9/17В	97.2	4.77	-2	0.162	Уч-к Полигон. Северная часть. Бурлящий водный котел.
92	ВК-10/17В	96.4	2.94	20	3.34	Уч-к Полигон. центральная часть. кипящий котел диам. 1 м..
93	ВК-11/17В	93	3.35	32	0.503	Уч-к Полигон, западный берег крупного кипящего озера.
94	ВК-13/17В	62.5	3.37	18	0.025	Исток ручья Халцедоновый
95	ВК-14/17В	79.5	2.93	34	0.01	Разгрузка воды среди камней с железистым осадком.
96	ВК-15/17В	92.2	4.33	19	0.291	Уч-к Дальний. Булькающий источник серого цвета, слева от русла ручья.
97	ВК-16/17В	98.1	3.39	27	0.061	Уч-к Кислый. Пульсирующая площадка с озерцами. Проба – из самого крупного.
98	ВК-17/17В	96.4	3.92	23	0.085	Уч-к Кислый. Бурлящий котел диаметром до 60 см.
99	ВК-1/12В	53.2	4.38	-206	0.063	Левый приток рч. Западный, газифицирующий котел
100	ВК-3/12В	92.5	4.74	40	0.076	уч-к Полигон, западная часть. Большой бурлящий котел
101	ВК-4/12В	91	2.14	192	0.335	уч-к Полигон, восточный край кипящего озера
102	ВК-5/12В	101	2.48	243	2.226	уч-к Полигон, бурлящ. котел в развалах камней
103	ВК-6/12В	62.5	1.93	217	0.208	Северная часть уч-ка Полигон. Большая горячая лужа
104	ВК-7/12В	100	4.08	152	0.094	Левый борт рч. Западного. 20 м от него. Большая бурлящая лужа
105	ВК-8/12В	95.9	1.2	320	0.479	15 м ниже по борту рч. котелок
106	ВК-10/12В	70	2.67	93	0.018	Начало рч. Халцедоновый
107	ВК-11/12В	52.8	2.42	367	0.013	Рч. Халцедоновый. средняя часть
108	ВК-12/12В	32.9	2.49	393	0.012	Рч. Халцедоновый. нижняя часть перед слиянием
109	ВК-13/12В	99.5	5.3	160	0.464	Большой Пиритовый Котел (БПК)
110	ВК-15/12В	99.1	5.77	125	0.028	Западный уч-к. 30 м выше БПК

111	ВК-16/12В	50	2.91	-58	0.096	Западный уч-к, маленькая слабогазир. Лужа
112	ВК-17/12В	104	5.13	147	0.341	Уч-к Западный. Бурлящий котел в русле рч., вытекающего из-под снежн.
113	ВК-18/12В	88.5	2.11	347	0.016	Лимонитовый водн. котел. средняя часть рч. Западный. 8 м от русла. правый борт
114	ВК-19/12В	77.7	3.56	207	0.087	Рч. Тартарары. 140 м от истока, слияние всех разгрузок
115	ВК-20/12В	99.7	4.75	23	0.007	Рч. Тартарары. Большой пульсирующий водный котел в русле ручья
116	ВК-21/12В	95.5	5.3	-4	0.023	Рч. Тартарары. Большой пульсир. Котел
117	ВК-22/12В	92.5	5.12	12	0.008	Рч. Тартарары. Сдвоенный водный котел диам. 5 и 3 м. начало рч. Тартарары.
Паужетская гидротермальная система						
Гидротермальные растворы из скважин						
118	НП-3/11	100	7.8	28	1.11	Скв. РЭ-1. Зумпф
119	106/11	96	7.9	59	0.098	Скв. R-106. Зумпф.
120	108/11	97.4	7.8	38	0.037	Скв. R-108. Зумпф.
121	ГК-3/11-1	99.4	7.8	1	0.061	Скв. ГК-3. Зумпф.
122	123/11	98.5	7.9	9	0.445	Скв. R-123. Зумпф.
123	120/11-1	81.1	7.8	23	0.885	Скв. R-120. Зумпф
124	122/11	81.4	7.8	18	0.032	Скв. R-122. Зумпф.
125	121/11	62	7.9	-8	0.021	Скв. R-121. Зумпф.
126	Пж-11/12В	98.2	6.96	42	0.04	Скв. R-106. Зумпф.
127	Пж-12/12В	102	7.2	41	0.017	Скв. R-108. Зумпф.
128	Пж-13/12В	104	7.24	-50	0.014	Скв. ГК-3. Зумпф.
129	Пж-19/12В	89	7.37	-21	0.013	Скв. R-120. Зумпф
130	Пж-22/12В	67.8	7.36	-2	0.006	Скв. R-122. Зумпф
131	Пж-23/12В	101	7.39	-57	0.012	Скв. R-121. Зумпф
132	Пж-24/12В	103	7.37	-50	0.014	Скв. R-123. Зумпф
133	Пж-27/12В	105	5.99	-28	0.007	Скв. РЭ-1. Зумпф
134	ПАУ 1/17В	99.3	8.24	176	0.014	Скв. R123. Зумпф
135	ПАУ 2/17В	99.7	8.07	99	0.016	Скв. R120. Зумпф
136	ПАУ 3/17В	73.7	8.05	126	0.007	Скв. R103. Зумпф
137	ПАУ 4/17В	71.7	8.06	147	0.006	Скв. R122. Зумпф
138	ПАУ 5/17В	98.5	8.13	78	0.011	Скв. R121. Зумпф
139	ПАУ 6/17В	95.2	8.11	113	0.006	Скв.ГК-3. Зумпф
140	ПАУ 7/17В	101	8.1	86	0.006	Скв. R106. Зумпф
141	ПАУ 8/17В	98.3	9.2	70	0.008	Скв. R108. Зумпф
142	ПАУ 9/17В	102	7.3	82	0.012	Скв. РЭ-1. Зумпф
Разгрузка на ручье Лучшем						
143	КР-1/14В	89	2.45	368	0.028	Крупный кипящий котел.
144	КР-2/14В	94.2	5.2	24	0.028	небольшая разгрузка в русле на берегу, вода темно-серая кипящая со взвесью

145	КР-3/14В	75.4	6.68	-82	0.044	небольшая выше ВПП. Разгружается в левом борту р. Лучшего
146						
Холодные воды						
147	Пж-1/11	8.5	7	143	0.809	р. Паужетка. выше Южного терм. поля.
148	ГК-3/11-5	13.3	7.8	69	0.027	рч. Быстрый. 7 м выше разгрузки.
149	ГК-3/11-6	16.6	7.7	92	0.025	рч. Быстрый. 10 м ниже разгрузки.
150	ВПП-5/11	8.5	5.9	93	0.021	рч. Быстрый. ниже ВПП
151	ВПП-6/11	6.8	6.2	106	0.029	рч. Быстрый. выше ВПП
152	ГКл-4/12В	19.4	7.39	34	0.009	р. Озерная. 100 м вниз от Озерновских г.и.
153	Пж-1/12В	8.9	7.11	59	0.007	Правый бот р. Паужетка. 15 ниже по течению от водозабора поселка.
154	Пж-29/12В	19	5.75	30	0.001	рч. Светлый. близ устья
155	Пж-30/12В	4.3	5.74	-9	0.001	Вода из снежника из-под «Коромысло»
156	Пж-31/12В	4.3	5.73	-10	0.001	Вода из снежника из-под «Коромысло»
157	Пж-32/12В	4.3	5.75	-8	0.005	Вода из снежника из-под «Коромысло»
158	Пж-37/12В	18.3	5.81	21	0.005	Рч. Лучший. 30 м выше ВПП поля
159	Пж-38/12В	20.1	5.81	24	0.001	Рч. Лучший. 10 м ниже ВПП поля
160	Пж-39/12В	14.4	7	176	0.001	Река Паужетка. напротив поселка
Термальные воды						
161	НП-1/11	96.8	6.2	138	1.92	Нижне-Паужетское терм. поле. Активный водный котелок. Интенсивно бурлящий.
162	НП-2/11	99	7.1	24	0.12	Нижне-Паужетское терм. поле. Слабо кипящая лужица.
163	ВхПП-1/11	100	3.3	422	0.038	Верхне-Паужетское терм. поле. Лужицы кипящей воды на западной границе поля.
164	ВхПП-2/11	97.6	4.9	228	1.12	Верхне-Паужетское терм. поле. Водный котелок. Южная часть поля.
165	ЮП-1/11	99.9	5.2	147	0.809	Южно-Паужетское терм. поле. Активно бурлящий водный котелок.
166	ЮП-2/11	95	5.2	144	0.042	Спокойно кипящий котелок (пробулькивает). Центральная часть заболоченной термальной площадки.
167	ЮП-3/11	66.8	6.4	44	1.19	Южно-Паужетское термальное поле. Парящее болотце – сток со всей площадки
168	ГК-3/11-2	70.9	7.8	43	0.025	ГК-3. Слив из скв. 30 м ниже зумпфа, водопад.
169	ГК-3/11-3	64.3	7.8	54	0.022	ГК-3. Слив. 50 м от зумпфа.
170	ГК-3/11-4	58.3	7.8	52	0.034	ГК-3. 70 м от зумпфа. Под водопадом. перед впадением в рч. Быстрый.
171	120/11-2	69.8	7.9	12	0.026	Р-120 - 30 м ниже зумпфа
172	120/11-3	64.5	7.8	22	0.017	Р-120 - 60 м ниже зумпфа
173	120/11-4	54.6	7.8	46	0.024	Р-120 - 120м ниже зумпфа
174	ВПП-1/11	97.2	6.4	32	0.049	Восточно-Паужетское терм. поле. Активный водный котел по левому борту рч. Быстрый.
175	ВПП-2/11	35.8	4.5	203	0.025	Восточно-Паужетское терм. поле. Болото

						с теплой водой. 10 м ниже активного участка.
176	ВПП-3/11	99.3	5.3	80	0.033	Восточно-Паужетское терм. поле. Центральная часть поля. Мелкие водные котелки.
177	ВПП-4/11	98.7	4.3	216	0.041	Восточно-Паужетское терм. поле. Центральная часть поля.
178	Б-1/11	28.3	6.9	113	0.029	рч. Быстрый. примерно 150 м ниже Водопада.
179	Пж-2/12В	53.7	6.37	-105	0.022	Южно-Пауж. терм. поле. Водный котел под террасой у западной границы поля.
180	Пж-3/12В	97.8	7.2	-132	0.029	Южно-Пауж. терм. поле. Серия мелких котелков в верхней части поля. Чистая вода.
181	Пж-4/12В	98.7	5.89	28	0.013	Южно-Пауж. терм. поле. Активный водный котел средн. размера. чистая вода. отложения гидроок. железа.
182	Пж-5/12В	65.9	6.81	25	0.032	Южно-Пауж. терм. поле. Термальное болото на западной границе площадки.
183	Пж-6/12В	101	5.23	76	0.019	Южно-Пауж. терм. поле. Грязеводный котел в центр. части поля.
184	Пж-7/12В	105	5.93	67	0.018	Верхне-Пауж. терм. поле. Верхняя южная часть поля. серия котелков.
185	Пж-8/12В	56	2.79	218	0.011	Верхне-Пауж. терм. поле. Водно-грязевой котел. небурлящий. 3 м от Центрального грязевого котла.
186	Пж-9/12В	79.2	2.23	339	0.019	Сев. часть Верхне-Пауж. терм. поле, группа мелких водных котелков.
187	Пж-10/12В	32.8	2.42	352	0.032	Бессточное оз. в северной части поля. 8 м в длину.
188	Пж-14/12В	72.9	7.29	-1	0.008	ГК-3. Слив из скв. 30 м ниже зумпфа, водопад.
189	Пж-15/12В	70.2	7.35	4	0.01	ГК-3. Слив. 50 м от зумпфа.
190	Пж-16/12В	59.7	7.33	23	0.005	ГК-3. 70 м от зумпфа. Под водопадом. перед впадением в рч. Быстрый.
191	Пж-17/12В	33.7	7.3	30	0.01	Рч. Быстрый. 5 м выше разгрузки.
192	Пж-18/12В	37	7.31	32	0.001	Рч. Быстрый. ниже разгрузки.
193	Пж-20/12В	70.3	7.42	-44	0.01	Рч. Быстрый 30 м ниже по плащу.
194	Пж-21/12В	57.8	7.36	6	0.006	Рч. Быстрый 150 м ниже от первой точки.
195	Пж-25/12В	96.3	6.99	22	0.078	Нижне-Паужетское терм. поле, водный котелок.
196	Пж-26/12В	99.8	7.07	-36	0.051	Нижне-Пауж. терм.поле. водный котелок, нижняя часть поля
197	Пж-28/12В	38.8	5.85	36	0.001	рч. Быстрый. примерно 700 м от устья
198	Пж-33/12В	101	5.89	77	0.005	Восточно-Пауж. терм. Поле, центральная часть. Прозрачный бурлящий котелок
199	Пж-34/12В	102	5.91	86	0.024	Восточно-Пауж. терм. Поле. Чистый бурл. Котелок
200	Пж-35/12В	98.7	5.92	94	0.054	Вост.-Пауж. терм.поле. Разгрузка по лев. борту рч. Лучший. Водный котелок.
201	Пж-36/12В	86.3	5.72	14	0.005	Вост.-Пауж. терм.поле. Термальное болото. мутная вода с взвесью.
Озерновские ключи						
202	ГКл-1/12В	87.2	7	314	0.006	Озерновские г.и. (Пионерлагерь). Верхняя разгрузка.

203	ГКл-2/12В	72.7	7.74	292	0.005	Озерновские г.и.Вторая разгрузка. 30 м ниже. Крутой склон. локализована.
204	ГКл-3/12В	87.6	7.84	285	0.007	Озерновские г.и. Разгрузка у стеллы. Центральная часть поля
205	ПАУ10/17В	85.8	6.55	-170	0.163	Озерновские ключи (Пионер. Лагерь)
Камбальный хребет						
Северо-Камбальное термальное поле						
Холодные воды						
206	СК-9/11	3.5	6.4	138	0.045	Холодный рч. из основного распадка слева от термального поля.
207	СК-5/11	36.6	6.7	124	0.09	Ручей. пересекающий все поле. в нижней части. Смешанная вода. выше поля-болото
Термальные воды						
208	СК1/17В	94	6.4	213	0.102	Южная часть поля. Котел кипящий (без брызг) диаметром до 0.5 м.
209	СК2/17В	96	5.9	165	0.016	Центральна часть поля. Мощный пульсирующий котел в узкой щели под глинистым сводом.
210	СК3/17В	87	5.4	227	0.085	Западная часть поля. Небольшой бурлящий котел с прозрачной водой. диаметр 20 см
211	СК4/17В	53	2.87	436	0.208	Северный (Верхний) участок поля. Глинистые котлы недалеко от камней, где находится "стоянка".
212	СК5/17В	84	3.2	315	0.116	Северный (Верхний) участок поля. Один из котлов появившийся в 2016 г. Вода мутная серая.
213	СК4/17В	53	2.87	436	0.208	Северо-Восточная часть поля, небольшой котел.
214	СК5/17В	84	3.2	315	0.116	Северо-Восточная часть поля. Пульсирующий котел.
215	СК-1/11	94.7	3.4	445	0.25	Северо-Камбальное терм. поле. Отдельные разгрузки в 150 м от основного поля
216	СК-2/11	87.3	2.95	490	0.45	Северо-Камбальное терм. поле. бурлящий котел - серый с взвесью
217	СК-3/11	94.6	5.2	185	0.08	Северо-Камбальное терм. поле. Прозрачный котелок, интенсивно бурлит.
218	СК-4/11	94.9	6.4	155	0.232	Основное поле. СЗ часть. Активно бурлящий котелок. полупрозрачная вода.
219	СК-6/11	93.3	2.8	500	0.128	Лимонитовый источник. бурлящий. СЗ часть поля. ближе к центральной части.
220	СК-7/11	95.1	4.1	300	0.071	Бурлящий котелок. сев. (верхняя) часть поля. из-под уступа.
221	СК-8/11	91.4	4.8	217	0.046	Отдельный парящий участок с мелкими котелками по лев. борту рч. Термального
222	СК-10/11	97.1	6.3	127	0.106	Самый крупный пульсир. источник с прозрачной водой. Северная часть поля.
223	СК-1/14В	94.3	6.63	-107	0.094	Водный котел с легкой взвесью глины. активно бурлит.
224	СК-2/14В	85.5	2.48	-260	0.032	Верхняя часть поля. Застойная слегка пробулькивающая лужа
225	СК-3/14В	97.5	5.18	-125	0.01	Интенсивно пробулькивающая лужа в щели между камнями.
226	СК-4/14В	63	2.15	383	0.04	Сдвоенный котелок ("глаза") с бурлящей серой водой.

227	СК-5/14В	85.3	1.92	414	0.01	Активно бурлящий лиманитовый котел диаметром 30 см в центре участка (верхнего)
Южно-Камбальное термальное поле						
Холодные воды						
228	ЮКД-1/12В	9.8	4.25	128	0.013	Южно-Камб. Дальнее поле (ЮКД). южная часть. слияние трех холодн. ручьев. в эрозионном цирке
229	ЮКД-4/12В	14.1	3.34	105	0.011	ЮКД, верхняя часть поля, левый распадок с остывшими серными буграми
230	ЮКД-5/12В	19.6	3.52	-18	0.008	ЮКД, основной ручей, слияние ручейков цирка.
231	ЮКД-17/12В	24.6	2.95	-18	0.062	ЮКД, небольшие котелки в ручье на правом борту.
Термальные воды						
232	ЮКД-2/12В	101	6.59	-9	0.441	ЮКД. Бурлящий котел, правый борт рч. 75 м от основн. русла. активная разгрузка с парящими струями.
233	ЮКД-3/12В	101	6.4	12	0.113	ЮКД. правый борт рч. маленький котел 50 x 50 см
234	ЮКД-6/12В	42.2	3.8	130	0.168	Русло основн. ручья. 80 м выше Бурлящего котла. начало формирования термального ручья.
235	ЮКД-7/12В	100	5.86	10	1.85	Левый борт. участок 1.5 x 1.5 м с множеством мелких котелков. Черный илистый осадок.
236	ЮКД-8/12В	95.7	6.9	132	1.09	Центральный пульсирующий водный котел. основное русло ручья
237	ЮКД-9/12В	42.9	3.54	155	0.482	Левый борт ручья, водный котел с налетом серы
238	ЮКД-10/12В	95.6	5.79	18	3.52	Правый борт рч., Серый пульсир. водный котел диаметром 70 см.
239	ЮКД-11/12В	89.9	5.92	-20	0.068	Правый борт рч., котел с взвесью глины и пленкой пирита.
240	ЮКД-12/12В	92	3.51	124	0.681	Ближний уч-к. левый борт основного ручья. верхняя группа котлов.
241	ЮКД-13/12В	103	5.69	53	1.87	Ближний уч-к. Бурлящая лужа коричн. цвета. много взвеси.
242	ЮКД-14/12В	104	6.51	30	0.363	Ближний уч-к. левый борт левого ручья. котел с прозрачной водой.
243	ЮКД-15/12В	45.3	4.36	136	0.122	Ближний уч-к. русло левого рч., бурлящий котелок.
244	ЮКД-16/12В	32.7	2.57	350	0.034	Правый борт основного ручья. 30 м выше русла, озеро-болото
245	ЮКД-18/12В	51.1	1.79	314	0.156	Правый борт осн. ручья. 50 м от него. Большое (5x4 м) газирующее серн. озеро
246	ЮКД-19/12В	97.1	5.08	31	0.055	Группа котелков по лев. борту ручья. стекающего с уч-ка Дальний.
247	ЮКД-20/12В	38.2	3.35	263	0.024	Русло осн. ручья. сев. граница ЮКД
248	ЮКД-21/12В	102	5.75	98	0.885	Серия котлов в русле осн. рч. выше. Интенсивно кипящий темно-серый котел
Южно-Камбальное Центральное термальное поле						
Холодные воды						
249	ЮКЦ-1/17В	4.4	7.96	11	0.005	Ручей над полем. Исток основного ручья. Под снежником.
250	ЮКЦ-9/17В	19.9	7.5	97	0.001	Правый приток основного ручья.

						Холодный руч. В 10 м выше устья.
Термальные воды						
251	ЮКЦ-2/17В	94.6	7.36	-264	0.797	ЮЗ часть поля. Крупный котел с активной боковой парогазовой струей.
252	ЮКЦ-3/17В	92	7.34	-101	0.1	Центральная часть поля. Крупная эрозионная воронка. Пульсирующий на высоту до 2 м котел.
253	ЮКЦ-4/17В	54.4	5.59	-255	0.711	Озеро в зап. части поля с пульсирующими струями газа
254	ЮКЦ-5/17В	92.2	7.03	-127	0.151	Пульсирующий котел.
255	ЮКЦ-6/17В	92	6.68	-66	1.14	Кипящий котел в восточной части верховьев активного участка.
256	ЮКЦ-7/17В	49.2	5.71	-209	0.919	Русло основного ручья, ниже активной части. после разгрузок.
257	ЮКЦ-8/17В	35.3	5.82	-170	0.436	Русло ручья. 50 м ниже северной границы поля
258	ЮКЦ-10/17В	32.5	6.59	-16	0.06	Основной ручей. 20 м ниже слияния с правым холодным притоком.
259	ЮКЦ-11/17В	27.3	3.8	294	0.05	Ручей северо-восточнее поля. Исток над остывшими разгрузками

Таблица 7. Фоновые концентрации ртути в водах Южной Камчатки и Северных Курил

Объект	Усредненное значение концентрации ртути (мкг/л)	Интервалы значений мкг/л	Количество проб
Морская вода	0.09	0.01-0.18	4
Снеговая вода	0.01	< 0.005-0.009	4
Воды крупных рек и ручьев	0.03	< 0.005-0.06	53

Таблица 8. Средние концентрации ртути в различных температурных интервалах приповерхностных горизонтов почвенно-пирокластических отложений на площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля, по данным съемок 2010-2013 г.

Год	Количество проб	Температура °С			
		< 15 °С	15-20 °С	20-25 °С	> 25 °С
		Концентрация ртути, мг/кг			
2010	50	0.31	0.75	0.20	3.75
2011	152	0.26	0.40	0.47	5.16
2012	60	0.35	0.75	1.85	7.91
2013	147	0.34	0.94	2.88	5.62

Таблица 9. Концентрации ртути в гидротермальных глинах термальных полей Южной Камчатки

№ п.п.	Интервал опробования, см	Концентрации Hg, мг/кг	Зона глинистой толщи	Среднее значение Hg, мг/кг	
				Зона углекислотного выщелачивания	Зона сернокислотного выщелачивания
Восточно-Паужетское термальное поле				0.95	0.66
	ВПП-2/15				
1	0-20	0.91	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		1.73
2	20-40	2.55			
3	40-60	0.45	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	0.68	
4	60-80	0.45			
5	80-100	1.23			
6	100-120	2.53			
7	120-140	1.02			
8	140-160	0.53			
9	160-180	0.23			
10	180-200	0.30			
11	200-220	0.29			
12	220-240	0.24			
13	240-260	0.18			
	ВПП-1/16				
14	0-20	0.15	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.60
15	20-40	1.02			
16	40-60	0.30			
17	60-80	0.49			
18	80-100	0.55			
19	100-120	0.72			
20	120-140	0.66			
21	140-160	0.91			
22	160-180	1.34	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.02	
23	180-200	1.18			
24	200-220	1.56			
25	220-240	1.00			
26	240-260	3.38			
27	260-280	1.40			
28	280-300	0.84			
29	300-320	1.18			
30	320-340	2.02			
31	340-360	0.46			
32	360-380	0.44			
33	380-400	0.30			
34	400-420	0.39			
35	420-440	0.34			
36	440-460	0.40			
37	460-480	0.07			

	ВПП-5/16				
38	0-20	0.22	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.75
39	20-40	0.11			
40	40-60	0.12			
41	60-80	0.10			
42	80-100	1.01			
43	100-120	0.71			
44	120-140	0.73			
45	140-160	0.86			
46	160-180	3.38			
47	180-200	1.27			
48	200-220	0.45			
49	220-240	0.29			
50	240-260	0.56			
51	260-280	1.09			
52	280-300	0.76			
53	300-320	0.51			
54	320-340	0.85			
55	340-360	1.24			
56	360-380	2.79			
57	380-400	1.74			
58	400-420	1.19			
59	420-440	0.86			
60	440-460	0.50			
61	460-480	0.33			
62	480-500	0.63			
63	500-520	0.51			
64	520-540	1.06			
65	540-560	0.12			
	ВПП-2/16				
66	0-20	0.20	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.11
67	20-40	0.11			
68	40-60	0.08			
69	60-80	0.12			
70	80-100	0.10			
71	100-120	0.04			
72	120-140	0.14			
73	140-160	0.13			
74	160-180	0.08	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.94
75	180-200	2.57			
76	200-220	3.74			
77	220-240	5.85			
78	240-260	2.01			
79	260-280	1.18			
80	280-300	1.27			
81	300-320	0.30			
82	320-340	2.07			
83	340-360	0.98			
84	360-380	0.49			
85	380-400	0.32			
86	400-420	0.28			
87	420-440	0.25			

88	440-460	0.28			
89	460-480	0.17			
90	480-500	0.24			
91	500-520	0.22			
92	520-540	0.24			
93	540-560	0.19			
94	560-580	0.66			
95	580-600	0.27			
96	600-620	0.33			
97	620-640	0.17			
98	640-660	0.13			
99	660-680	0.14			
100	680-700	0.25			
	ВПП-1/13-ШУРФ				
101	0-20	0.55	ЗОНА СЕРНОКИС- ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ- ВАНИЯ		1.03
102	20-40	2.63			
103	40-60	0.49			
104	60-80	0.64			
105	80-100	0.86			
106	100-120	0.60	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.68	
107	120-140	1.15			
108	140-160	1.05			
109	160-180	1.00			
110	180-200	1.19			
111	200-220	1.18			
112	220-240	3.362			
113	240-260	6.987			
114	260-280	2.875			
115	280-300	1.1			
116	300-320	0.8			
117	320-340	0.287			
118	340-360	0.309			
	ВПП-3/16				
119	0-20	0.516	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.65
120	20-40	0.475			
121	40-60	0.48			
122	60-80	0.285			
123	80-100	0.305			
124	100-120	0.065			
125	120-140	0.1			
126	140-160	0.12			
127	160-180				
128	180-200	0.92			
129	200-220	0.082			
130	220-240	0.09			
131	240-260	0.715			
132	260-280				
133	280-300	0.88			
134	300-320	0.71			
135	320-340	0.66			
136	340-360	1.79			

137	360-380	0.605			
138	380-400	0.075			
139	400-420	0.082			
140	420-440	4.125			
141	440-460	0.87	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	0.62	
142	460-480	0.6			
143	480-500	0.74			
144	500-520	0.86			
145	520-540	0.97			
146	540-560	1.395			
147	560-580	0.455			
148	580-600	0.515			
149	600-620	0.49			
150	620-640	0.745			
151	640-660	1.795			
152	660-680	1.145			
153	680-700	0.565			
154	700-720	0.213			
155	720-740	0.065			
156	740-760	0.245			
157	760-780	0.27			
158	780-800	0.25			
159	800-820	0.175			
160	820-840	0.115			
	ВПП-4/16				
161	0-20	0.93	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.47	
162	20-40				
163	40-60	1.66			
164	60-80	1.345			
165	80-100	0.9			
166	100-120	2.005			
167	120-140	2.815			
168	140-160	0.795			
169	160-180	0.15			
170	180-200	0.16			
171	200-220	0.57			
172	220-240	1.545			
173	240-260	3.17			
174	260-280	2.51			
175	280-300	1.535			
176	300-320	1.785			
177	320-340	1.615			
178	340-360	1.595	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.48	
179	360-380	6.85			
180	380-400	5.75			
181	400-420	1.04			
182	420-440	0.625			
183	440-460	0.4			
184	460-480	0.2			
185	480-500	0.21			
186	500-520	0.19			
187	520-540	0.19			

188	540-560	0.61			
189	560-580	0.105			
	ВПП-6/16				
190	0-20	0.58	ЗОНА СЕРНОКИ С- ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.39
191	20-40	0.68			
192	40-60	0.195			
193	60-80	0.112			
194	80-100	0.08			
195	100-120	0.115	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО О ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	0.07	
196	120-140	0.065			
197	140-160	0.05			
198	160-180	0.05			
199	180-200	0.08			
200	200-220	0.055			
	ВПП-7/16				
201	0-20	2.025	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		
202	20-40	0.26			
203	40-60	0.2			
204	60-80	0.215			
205	80-100	0.165			
206	100-120	0.155			
207	120-140	0.165			
208	140-160	0.075			
209	160-180	0.05			
210	180-200	0.1			
211	200-220	0.075			
212	220-240	0.07			
213	240-260	0.05			
214	260-280	0.05			
215	280-300	0.04			
216	300-320	0.05			
217	320-340	0.022			
218	340-360	0.037			
219	360-380	0.016			
220	380-400	0.021			
221	400-420	0.032			
222	420-440	0.485			
223	440-460	0.28			
224	460-480	0.021			
225	480-500	0.032	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		
226	500-520	2.102			
227	520-540	0.54			
228	540-560	1.4			
229	560-580	1.8			
230	580-600	2.665			
231	600-620	1.13			
232	620-640	0.53			
233	640-660	0.73			
234	660-680	0.495			
235	680-700	0.465			
236	700-720	0.21			
237	720-740	0.25			
238	740-760	0.24			

Верхне-Паужетское термальное поле			0.43	1.35
	ВхПП-2/10			
239	0-20	0.83	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ	0.22
240	20-40	0.25		
241	40-60	0.09		
242	60-80	0.03		
243	80-100	0.11		
244	100-120	0.04		
245	120-140	0.04	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	0.03
246	140-160	0.02		
247	160-180	0.03		
248	180-200	0.02		
249	200-220	0.03		
250	220-240	0.03		
251	240-260	0.02		
252	260-280	0.03		
	ВхПП-1/11			
253	0-20	0.31	ЗОНА СЕРНОКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ	0.36
254	20-40	0.41		
255	40-60	5.40	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	0.55
256	60-80	1.96		
257	80-100	0.11		
258	100-120	0.17		
259	120-140	0.17		
260	140-160	0.12		
261	160-180	0.06		
262	180-200	0.05		
263	200-220	0.04		
264	220-240	0.06		
265	240-260	0.02		
266	260-280	0.03		
267	280-300	0.03		
268	300-320	0.02		
269	320-340	0.01		
	ВхПП-1/10			
270	0-20	6.30	ЗОНА СЕРНОКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ	6.30
271	20-40	1.00	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ	0.33
272	40-60	0.48		
273	60-80	0.04		
274	80-100	0.03		
275	100-120	0.11		

	ВхПП-2/11				
276	0-20	1.06	ЗОНА СЕРНОКИС- ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ- ВАНИЯ		1.06
277	20-40	0.21	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		
278	40-60	0.31			
279	60-80	0.02			
280	80-100	0.03			
281	100-120	0.02			
282	120-140	0.02			
283	140-160	0.03			
284	160-180	0.02			
285	180-200	0.03			
286	200-220	0.02			
287	220-240	0.03			
288	240-260	0.01			
289	260-280	0.01			
290	280-300	0.02			
291	300-320	0.02			
292	320-340	0.03			
293	340-360	0.02			
294	360-380	0.01			
295	380-400	0.01			
296	400-420	0.01			
297	420-440	0.01			
298	440-460	0.01	0.04		
	ВхПП-3/11				
299	0-20	1.20	ЗОНА СЕРНОКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ		0.43
300	20-40	0.05			
301	40-60	0.05			
302	60-80				
303	80-100	0.07	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТ ОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ		0.03
304	100-120	0.03			
305	120-140	0.02			
306	140-160	0.02			
307	160-180	0.02			
308	180-200	0.02			
	ВхПП-4/11				
309	0-20	0.54	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ		0.83
310	20-40	0.38			
311	40-60	0.25			
312	60-80	0.07			
313	80-100	0.09			
314	100-120	3.66			
315	120-140	2.24	ЗОНА УГЛЕКИСЛО ТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ		0.49
316	140-160	0.99			
317	160-180	0.45			
318	180-200	0.05			
319	200-220	0.04			

320	220-240	0.07			
321	240-260	0.05			
322	260-280	0.06			
	ВхПП-5/11				
323	0-20	0.55	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ		0.61
324	20-40	0.84			
325	40-60	0.89			
326	60-80	0.17			
327	80-100	0.13	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		
328	100-120	0.08			
329	120-140	0.04			
330	140-160	0.03			
331	160-180	0.03			
332	180-200	0.02			
333	200-220	0.03			
334	220-240	0.06			
335	240-260	9.85			
336	260-280	2.01			
337	280-300	0.60			
338	300-320	0.43			
339	320-340	0.09			
340	340-360	0.19			
341	360-380	0.08			
342	380-400	0.05			
343	400-420	0.13			
344	420-440	0.06			
345	440-460	0.08			
346	460-480	0.07			
347	480-500	0.08			
348	500-520	0.04			
349	520-540	0.04			
350	540-560	0.01			
351	560-580	0.00		0.57	
	ВхПП-1/13				
352	0-20	4.68	ЗОНА СЕРНО- КИС- ЛОТНОГО ВЫЩЕЛА- ЧИВАНИЯ		4.98
353	20-40	5.29			
354	40-60	0.53			
355	60-80	2.70	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		
356	80-100	0.41			
357	100-120	0.16			
358	120-140	0.95			
359	140-160	0.23			
360	160-180	0.13			
361	180-200	0.12			
362	200-220	0.22			
363	220-240	0.25			
364	240-260	0.11			
365	260-280	0.29			
366	280-300	0.25			

	ВхПП-2/13				
367	0-20	2.38	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО О ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		1.35
368	20-40	1.43			
369	40-60	2.04			
370	60-80	1.31			
371	80-100	1.05			
372	100-120	0.53			
373	120-140	0.73			
374	140-160	2.49	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.63
375	160-180	1.83			
376	180-200	2.85			
377	200-220	1.43			
378	220-240	0.98			
379	240-260	0.49			
380	260-280	0.38			
381	280-300	0.62			
382	300-320	0.48			
383	320-340	0.23			
384	340-360	0.35			
385	360-380	0.28			
386	380-400	0.27			
387	400-420	0.25			
388	420-440	0.18			
389	440-460	0.25			
390	460-480	0.19			
391	480-500	0.20			
392	500-520	0.18			
393	520-540	0.21			
394	540-560	0.23			
395	560-580	0.11			
396	580-600	0.09			
	ВхПП-3/13				
397	0-20	0.47	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		1.03
398	20-40	1.41			
399	40-60	2.75			
400	60-80	0.88			
401	80-100	0.31			
402	100-120	0.37			
403	120-140	0.22			
404	140-160	0.62	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.25
405	160-180	0.20			
406	180-200	0.34			
407	200-220	0.22			
408	220-240	0.14			
409	240-260	0.13			
410	260-280	0.16			
411	280-300	0.20			
412	300-320	0.31			

	ВхПП 1/18				
413	0-20	1.325	ЗОНА СЕРНОКИСЛО ТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ		1.29
414	20-40	2.35			
415	40-60	2.175			
416	60-80	0.475			
417	80-100	0.105			
418	100-120	0.085	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		0.08
419	120-140	0.125			
420	140-160	0.085			
421	160-180	0.1			
422	180-200	0.068			
423	200-220	0.088			
424	220-240	0.088			
425	240-260	0.088			
426	260-280	0.052			
427	280-300	0.042			
428	300-320	0.092			
429	320-340	0.078			
430	340-360	0.052			
431	360-380	0.038			
	ВхПП-1/07				
432	0-20	9.30	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ		9.30
433	20-40	5.13			
434	40-60	4.66			
435	60-80	1.77			
436	80-100	1.13			
	Нишне-Кошелёвское термальное поле				
	НК-3/09				
437	0-20	49.00	ЗОНА СЕРНОКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ		33.50
438	20-40	18.00			
439	40-60	23.35			
440	60-80	5.50			
441	80-100	7.10			
442	100-120	4.70			
443	120-140	4.00			
444	140-160	3.20			
445	160-180	2.00			
446	180-200	1.90			
447	200-220	3.10			
448	220-240	2.00			
449	240-260	5.00			
450	260-280	2.10			
451	280-300	2.80			
452	300-320	7.20			5.28

	НК-1/11				
453	0-20	0.75	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ		13.72
454	20-40	33.94			
455	40-60	14.63			
456	60-80	20.69			
457	80-100	10.18			
458	100-120	2.13			
459	120-140	1.59	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	1.05	
460	140-160	1.18			
461	160-180	1.15			
462	180-200	0.29			
	НК-4/09				
463	0-20	6.30	ЗОНА СЕРНОКИ СЛОТНОГ О ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ		3.35
464	20-40	2.30			
465	40-60	1.80			
466	60-80	3.00			
467	80-100	1.80	ЗОНА УГЛЕКИСЛО ТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ	1.82	
468	100-120	0.90			
469	120-140	0.30			
470	140-160	2.90			
471	160-180	3.20			
	НК-1/12				
472	0-20	2.88	ЗОНА СЕРНОКИСЛ ОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ		8.18
473	20-40	10.08			
474	40-60	12.45			
475	60-80	11.48			
476	80-100	4.00			
477	100-120	1.10	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТН ОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ	3.50	
478	120-140	3.61			
479	140-160	10.25			
480	160-180	3.40			
481	180-200	1.68			
482	200-220	0.95			
	НК-1/09				
483	0-20		ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ	27.18	-
484	20-40	78.00			
485	40-60	19.00			
486	60-80	5.50			
487	80-100	6.60			
488	100-120	36.00			
489	120-140	18.00			
	НК-2/09				
490	0-20	4.50	ЗОНА СЕРНОКИСЛО ТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВ АНИЯ		4.55
491	20-40	4.60			

492	40-60	4.20	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	2.81	
493	60-80	8.20			
494	80-100	4.40			
495	100-120	3.30			
496	120-140	1.50			
497	140-160	1.20			
498	160-180	0.59			
499	180-200	1.00			
500	200-220	1.90			
501	220-240	1.85			
	НК-5/09				
502	0-20	23.00	ЗОНА СЕРНО КИСЛО ТНОГО ВЫЩЕЛ АЧИВА НИЯ		16.67
503	20-40	14.00			
504	40-60	13.00			
505	60-80	11.00			
506	80-100	10.00	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	14.25	
507	100-120	19.00			
508	120-140	17.00			
	НК-1/10				
509	0-20	6.30	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ- НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА- НИЯ		6.30
510	20-40	9.60	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТН ОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ	5.10	
511	40-60	2.50			
512	60-80	14.00			
513	80-100	2.20			
514	100-120	1.50			
515	120-140	0.80			
	НК-2/11				
516	0-20	4.13	ЗОНА СЕРНОКИСЛ ОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ		5.83
517	20-40	7.54			
518	40-60	6.09	ЗОНА УГЛЕКИСЛО ТНОГО ВЫЩЕЛАЧИ ВАНИЯ	2.51	
519	60-80	2.36			
520	80-100	2.00			
521	100-120	1.18			
522	120-140	0.95			
	НК-3/11				
523	0-20	4.29	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		4.29

524	20-40	0.95	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНО ГО ВЫЩЕЛАЧИВАН ИЯ	1.08	
525	40-60	1.21			
	НК-4/11				
526	0-20	5.66	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	2.44	5.66
527	20-40	2.44			
528	40-60	3.81			
529	60-80	4.36			
530	80-100	2.58			
	НК-2/12				
531	0-20	10.05	ЗОНА УГЛЕКИСЛ ОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	0.71	10.05
532	20-40	0.74			
533	40-60	0.69			
	НК-3/12				
534	0-20	1.10	ЗОНА УГЛЕКИ СЛОТНО ГО ВЫЩЕЛ АЧИВАН ИЯ	1.30	
535	20-40	1.50			
	НК-5/12				
536	0-20	3.78	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	2.34	
537	20-40	2.41			
538	40-60	0.85			
539	60-80	2.30			
	НК-1/13				
540	0-20	3.68	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	2.67	
541	20-40	1.99			
542	40-60	2.37			
543	60-80	2.63			
	НК-2/13				
544	0-20	12.93	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧ ИВАНИЯ	15.03	
545	20-40	7.73			
546	40-60	15.48			
547	60-80	24.00			

Верхне-Кошелёвское термальное поле			1.49	2.07
	БК-1/08			
548	0-20	2.70	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	2.70
549	20-40	1.80	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.28
550	40-60	2.40		
551	60-80	0.54		
552	80-100	0.68		
553	100-120	1.00		
554	120-140	1.70		
555	140-160	0.90		
556	160-180	1.50		
557	180-200	1.00		
	БК-1/09			
558	0-20	1.60	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.60
559	20-40	0.90	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	2.34
560	40-60	1.60		
561	60-80	2.10		
562	80-100	3.50		
563	100-120	3.40		
564	120-140	3.10		
565	140-160	2.30		
566	160-180	2.40		
567	180-200	2.30		
568	200-220	1.80		
	БК-1/10			
569	0-20	2.27	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	2.27
570	20-40	3.10	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	1.46
571	40-60	1.60		
572	60-80	1.52		
573	80-100	0.92		
574	100-120	1.72		
575	120-140	1.21		
576	140-160	0.74		
577	160-180	0.90		

	БК-1/12				
578	0-20	1.72	ЗОНА СЕРНОКИ СЛОТНО- ГО ВЫЩЕЛА ЧИ-АНИЯ		1.72
579	20-40	1.32	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	0.79	
580	40-60	0.80			
581	60-80	0.70			
582	80-100	0.48			
583	100-120	0.63			
584	120-140	0.60			
585	140-160	0.88			
586	160-180	0.89			
587	180-200	0.83			
Южно-Камбальное Дальнее термальное поле				17.80	12.02
	ЮКД-1/12				
588	0-20	18.75	ЗОНА СЕРНОКИ СЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		12.02
589	20-40	13.23			
590	40-60	9.18			
591	60-80	6.93			
592	80-100	2.08	ЗОНА УГЛЕКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ	17.80	
593	100-120	1.55			
594	120-140	0.83			
595	140-160	66.75			
Южно-Камбальное Центральное термальное поле				13.72	21.96
	ЮКЦ 1/19				
596	0-15	15.2	ЗОНА СЕРНОКИС ЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		15.20
597	15-30	16.56	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		
598	30-45	34.4			
599	45-60	54			
600	60-75	19.19			
601	75-90	6.76			
602	105-120	11.48			
603	120-135	61.6			
604	135-150	43.82			
605	150-165	9.18			
606	165-180	6.02			
607	180-195	3.5			
608	195-210	2.63			
609	210-225	0.98			
610	225-240	1.25			
611	240-255	1.48			
612	255-270	0.73			
613	270-285	1.06			
614	285-300	1.07			
615	300-315	0.79			
616	315-330	0.76			
617	330-345	1.2			
618	345-360	0.62	12.69		

	ЮКЦ 2/19				
619	0-15	39.16	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		8.06
620	15-30	19.08			
621	30-45	3.74			
622	45-60	2.47			
623	60-75	3.88			
624	75-90	4.19			
625	105-120	6.54			
626	120-135	9.82			
627	135-150	2.62			
628	150-165	2.96			
629	165-180	2.47			
630	180-195	3.28			
631	195-210	4.56			
632	210-225	0.79			
633	225-240	1.72			
634	240-255	3			
635	255-270	2.02			
636	270-285	2.68			
637	285-300	2.94			
638	300-315	34.16			
639	315-330	18.69			
640	330-345	20.46			
	ЮКЦ 3/19				
641	0-15	1.65	ЗОНА СЕРНОКИСЛОТ НОГО ВЫЩЕЛАЧИВА НИЯ		2.67
642	15-30	1.5			
643	30-45	1.46			
644	45-60	1.45			
645	60-75	3.9			
646	75-90	6.05			
647	105-120	3.2	ЗОНА УГЛЕКИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ		14.07
648	120-135	1.26			
649	135-150	1.12			
650	150-165	1.15			
651	165-180	1.09			
652	180-195	0.86			
653	195-210	0.8			
654	210-225	3.04			
655	225-240	8.32			
656	240-255	12.6			
657	255-270	169			
658	270-285	19.01			
659	285-300	17.1			
660	300-315	8.84			
661	315-330	10.93			
662	330-345	2.19			
663	345-360	2.09			
664	360-375	2.03			
665	375-390	2.71			

Таблица 10. Средние значения концентрации ртути в разрезах Нижне-Кошелевского Нового термального поля

Глубина, см	НКН-1/10	НКН-1/11	НКН-1/13	НКН-2/10	НКН-2/11	НКН-2/13
	Концентрация Hg, мкг/кг					
0-20	1.30	6.74	3.60	1.40	0.22	0.31
20-40	0.40	3.94	2.08	0.32	0.15	0.78
40-60	1.40	0.69	0.72	0.28	0.46	1.01
60-80	2.30	0.53	0.65	0.26	0.52	0.82
80-100	3.10	0.48	0.36	0.31	0.64	0.79
100-120	1.60	0.51	0.27	0.47	0.59	0.85
120-140	1.20	0.31	0.37		0.75	0.91
140-160	1.50	0.33	0.27		0.82	1.44
160-180	2.60	0.17	0.28			1.70
180-200	0.94					
200-220	0.49					

Таблица 11. Концентрации ртути в конденсатах парогазовых струй гидротермальных систем Южной Камчатки

№ п.п.	№ пробы	Hg, мкг/л
	Верхне-Кошелевская термоаномалия	
1	ВК-1/12К	5.06
2	ВК-2/12К-1	5.37
3	ВК-2/12К-2	4.17
4	ВК-3/12К	7.50
5	ВК-4/12К	2.46
6	ВК-5/12К	2.52
7	ВК-6/12К	2.17
8	ВК-7/12К	2.38
9	ВК-8/12К	1.71
10	ВК-9/12К	2.23
11	ВК-10/12К	2.24
12	ВК-11/12К	22.38
13	ВК-12/12К	3.61
14	ВК-13/12К	2.11
15	ВК-14/12К	3.89
16	ВК-1/17К	7.41
17	ВК-2/17К	4.62
18	ВК-3/17К	3.17
19	ВК-4/17К	4.40
20	ВК-5/17К	4.88
21	ВК-6/17К	4.67
22	ВК-7/17К	7.37
23	ВК-8/17К	3.33
	Камбальный хребет	
	Северо-Камбальные	
24	СК-1/11К	3.26
25	СК-2/11К	4.96
26	СК-3/11К	2.84
27	СК-4/11К	3.98
28	СК-5/11К	2.73
29	СК-1/17-К	7.04
30	СК-2/17-К	4.52
31	СК-3/17-К	24.80
32	СК-4/17-К	12.36
33	СК-5/17-К	18.76
34	СК 1/18 К	6.52
35	СК 2/18 К	8.05
36	СК 3/18 К	8.23
37	СК 4/18 К	5.63
38	СК 5/18 К	10.40

39	СК-1/19К	3.01
40	СК-2/19К	3.25
41	СК-3/19К	1.66
42	СК-4/19К	1.82
43	СК-5/19К	8.46
	Южно-Камбальное Центральное	
44	ЮКЦ-1/17К	14.27
45	ЮКЦ-2/17К	12.06
46	ЮКЦ-3/17К	8.99
47	ЮКЦ-4/17К	22.71
48	ЮКЦ-5/17К	13.92
49	ЮКЦ-6/17К	29.28
50	ЮКЦ 1/18 К	12.72
51	ЮКЦ 2/18 К	17.76
52	ЮКЦ 3/18 К	14.46
53	ЮКЦ 4/18 К	23.54
54	ЮКЦ 5/18 К	10.50
55	ЮКЦ-1/19К	7.44
56	ЮКЦ-2/19К	8.55
57	ЮКЦ-3/19К	9.36
58	ЮКЦ-4/19К	12.87
59	ЮКЦ-5/19К	10.40
	Южно-Камбальное Дальнее	
60	ЮКД-1/12К	8.92
61	ЮКД-2/12К	10.24
62	ЮКД-3/12К	11.16
63	ЮКД-4/12К	6.25
64	ЮКД-5/12К	9.27
65	ЮКД-6/12К	5.37
66	ЮКД-7/12К	14.36
67	ЮКД-8/12К	11.85
68	ЮКД-9/12К	18.76
69	ЮКД-10/12К	13.18
70	ЮКД-11/12К	25.37
71	ЮКД-12/12К	16.67
72	ЮКД-13/12К	24.92
	Восточно-Паужетское поле	
73	Пж 5/10к	4.82
74	Пж 6/10к	0.28
75	Пж 7/10к	0.35
76	ВПП-1/11К	1.30

77	ВПП-2/11К	1.18
78	ВПП-3/11К	1.12
79	ВПП-4/11К	0.26
80	ПЖ-1/12К	4.47
81	ПЖ-2/12К	1.52
82	ПЖ-3/12К	1.68
83	ПЖ-4/12К	1.77
	Верхне-Паужетское поле	
84	Пж 2/10к	5.89
85	Пж 3/10к	0.29
86	Пж 4/10к	0.27
87	ВхПП-1/11К	5.88
88	ВхПП-2/11К	0.43
89	ВхПП-3/11К	0.63
90	ПЖ-5/12К	0.47
91	ПЖ-6/12К	1.15
92	ПЖ-7/12К	0.30
93	ПЖ-8/12К	0.24
94	ПЖ-9/12К	0.18
95	ПЖ-11/12К	0.19
96	ПЖ-10/12К	0.17
	Нижне-Кошелевское поле	
97	НК 1/11К	4.86
98	НК 2/11К	3.31
99	НК 3/11К	4.46
100	НК 4/11К	2.30
101	НК 5/11К	3.90
102	НК 6/11К	4.56
103	НК 7/11К	1.19
104	НК 8/11К	7.68
105	НК 9/11К	3.61
106	НК 10/11К	1.36
107	НК 11/11К	4.06
108	НК 12/11К	4.88
109	НК 13/11 К	5.71
110	НК-1/12К	6.78
111	НК-2/12К	3.18
112	НК-3/12К	2.68
113	НК-4/12К	6.60
114	НК-5/12К	1.61
115	НК-14/12К	3.89
116	НК-15/12К	3.68
117	НК-16/12К	3.62
118	НК-6/12К	2.48
119	НК-7/12К	2.20
120	НК-8/12К	1.82
121	НК-9/12К	2.26
122	НК-10/12К	2.73

123	НК-11/12К	5.85
124	НК-12/12К	2.57
125	НК-13/12К	4.41
126	НК-1/17К	14.12
127	НК-2/17К	9.26
128	НК-4/17К	7.54
129	НК-5/17К	29.10
130	НК-6/17К	14.21
131	НК-7/17К	8.91
132	НК-8/17К	8.04
133	НК-9/17К	10.76
134	НК-10/17К	7.92
135	НК-11/17К	6.92
136	НК-12/17К	5.52
137	НК-13/17К	12.46
138	НК-14/17К	9.81
139	НК 1/18 К	8.69
140	НК 2/18 К	37.51
141	НК 3/18 К	7.08
142	НК 4/18 К	3.50
143	НК 5/18 К	3.77
144	НК 6/18 К	15.64
145	НК 7/18 К	6.40
146	НК 8/18 К	10.92
147	НК 9/18 К	6.37
148	НК 10/18 К	8.98
149	НК 11/18 К	7.52
150	НК 12/18 К	30.68
151	НК 13/18 К	32.48

Таблица 12. Основные статистические показатели, использованные для расчета средних значений концентрации ртути в различных средах

	Конденсаты, Hg, мкг/л	Аргиллизиты, Hg, мг/кг	Термальные воды, Hg, мкг/л	Измененные горные породы, Hg, мг/кг
Паужетская гидротермальная система				
Размер выборки	24	432	25	25
Минимальное значение	0.17	0.005	0.005	0.05
Максимальное значение	5.88	49	1.92	3.72
Среднее значение	1.45	0.74	0.11	0.93
Медиана	0.54	0.27	0.01	0.52
Ср. отклонение	1.83	1.23	0.28	0.96
3-sigma	5.49	3.69	0.84	2.89
Среднее с учетом 3-sigma	1.04	0.55	0.06	0.52
Кошелевская гидротермальная система				
Размер выборки	78	150	85	58
Минимальное значение	1.19	0.475	0.007	0.027
Максимальное значение	37.51	78	5.9	13.56
Среднее значение	6.94	5.74	0.38	1.03
Медиана	4.64	2.4	0.11	0.38
Ср. отклонение	7.03	9.36	0.82	2.03
3-sigma	21.1	28.08	2.48	6.09
Среднее с учетом 3-sigma	5.34	4.55	0.25	0.81
Термальные поля Камбального хребта				
Размер выборки	49	69	46	21
Минимальное значение	1.66	0.76	0.01	0.14
Максимальное значение	29.28	66.75	3.52	10.02
Среднее значение	11.17	8.69	0.4	3.19
Медиана	10.24	3	0.12	2.84
Ср. отклонение	6.87	12.84	0.64	2.52
3-sigma	20.61	38.53	1.94	7.57
Среднее с учетом 3-sigma	9.22	6.76	0.34	2.85

Таблица 13. Основные характеристики накопления и выноса ртути на термальных полях Паужетской и Камбальной гидротермальных систем

	Восточно-Паужетское терм. поле	Верхне-Паужетское терм. поле	Нижне-Кошелевское терм. поле	Верхне-Кошелевское терм. поле	Нижне-Кошелевское Новое терм. поле
Площадь поля, тыс. м ²	21.5	22.0	51.0	60.0	14.7
Объем глинистой толщи, тыс. м ³	112.6	81.0	102.0	120.0	26.4
Масса глинистой толщи, тыс. т.	180.1	129.6	163.2	192.0	42.3
Плотность глинистой толщи, г/см ³	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60
Концентрация ртути в глинистой толще, мг/кг	0.64	0.42	4.52	1.55	1.06
Кол-во ртути в верхних горизонтах терм. поля, кг	115	54	750	300	50
Объем пара, выносимого с поля, л/мин	350	400	80000*	140000*	0.3
Поток выноса ртути, г/(сут × м ²)	8×10 ⁻⁷	2×10 ⁻⁷	2.9×10 ⁻⁴	2.1×10 ⁻⁴	-

*По данным Е.А. Вакина (1976).

Таблица 14. Поток выноса ртути на разных термальных объектах

Термальное поле	Поток выноса ртути, г/(сут × м ²)
Восточно-Паужетское, Камчатка	8.0 × 10 ⁻⁷
Верхне-Паужетское, Камчатка	2.0 × 10 ⁻⁷
Нижне-Кошелевское, Камчатка	2.9 × 10 ⁻⁴
Верхне-Кошелевское, Камчатка	2.1 × 10 ⁻⁴
Сольфатара, Италия (Tassi et al., 2016)	5.8 × 10 ⁻⁵
Фурнаш, Азорские острова (Bagnato et al., 2018)	4.5 × 10 ⁻⁵
Мапамюам, Западный Тибет, Китай (Sun et al., 2020)	4.0 × 10 ⁻⁵
Монтеротондо-Мариттимо, Италия (Cabassi et al., 2021)	8.0 × 10 ⁻⁵

Таблица 15. Общий химический состав гидротермальных растворов разгружающихся на поверхности термальных полей Паужетской, Кошелевской и Камбальной гидротермальных систем

Термальное поле	№, пробы						
	Южно-Камбальное Центральное термальное поле (Рычагов и др., 2020)		Верхне- Кошелевское термальное поле (Калачева и др., 2016)		Нижне- Кошелевское термальное поле (Калачева и др., 2016)		Восточно- Паужетское термальное поле (Рычагов и др., 2009)
Проба	ЮКЦ 2/19В	ЮКЦ 8/19В	ВК 8/09	ВК 16/09	НК 5/07	НК 1/09	ВПП 1/05
t, °С	94	91.5	81	86.1	72	40.6	94.9
pH	7.3	7	3	2.9	6.9	4.3	4.6
Eh	-10	-196	н.и.	н.и.	н.и.	н.и.	152
мг/л							
Cl ⁻	н.о.	н.о.	<0.7	9.2	1.4	<0.7	3.6
SO ₄ ²⁻	451.5	1037.4	1277	634	11	1344	85.5
HCO ₃ ⁻	56.1	242.8			282	<0.2	13.4
F ⁻			0.3	<0.1	<0.1	<0.1	0
Na ⁺	11.6	0.5	4.9	113	58	23	14.1
K ⁺	3.5	0.3	1.6	35	1.4	10.6	6.6
Ca ²⁺	92.9	0.8	17	28	36	59	16
Mg ²⁺	14.4	0.8	7.8	13.1	2.7	19	2.4
Al ³⁺			0.1	3.1		0.2	0
NH ₄ ⁺	98.9	450	450	50	2	342	5.4
SiO ₂			166	189	78	158	
B			173	7.6	<0.28	33	
Fe			0.3	6.7	0.1	0.3	
г/л							
Общая минерализация	0.7	1.7	2.9	1.3	0.6	2.3	0.3

н.и. – не измерялось, н.о. – не определялось