

УДК 550.838, 553.078.2

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ПАУЖЕТСКОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2023 г. И. А. Нуждаев^а, *, С. Н. Рычагов^а, **, С. О. Феофилактов^а, Д. К. Денисов^а

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: van.one.df@mail.ru

**e-mail: rychn@kscnet.ru

Поступила в редакцию 26.04.2022 г.

После доработки 30.05.2022 г.

Принята к публикации 23.08.2022 г.

На основании многолетних исследований построены карты аномалий магнитного поля ΔT_a для крупных геотермальных систем Паужетского района Южной Камчатки. Магнитные поля имеют как общие характеристики, так и индивидуальные особенности для каждого объекта. Нижне-Кошелёвское пародоминирующее геотермальное месторождение выделяется системой линейных отрицательных аномалий магнитного поля, приуроченных к термоконтролирующим разрывным тектоническим нарушениям. Паужетское геотермальное месторождение характеризуется неоднородным строением аномального магнитного поля ΔT_a : СЗ область отмечается спокойным слабо отрицательным магнитным полем, свидетельствующим о преобладании в этой части месторождения латерального растекания гидротерм из верхнего водоносного горизонта; ЮВ — большим количеством знакопеременных магнитных аномалий высокой интенсивности, приуроченных к субвулканическим телам кислого-среднего состава. Южно-Камбальная группа термальных полей характеризуется пониженным модулем магнитной индукции T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелёвским геотермальными месторождениями, что свидетельствует о более интенсивном изменении горных пород Камбального хребта гидротермально-метасоматическими процессами, по-видимому, в результате длительного воздействия конвективного теплового потока.

Ключевые слова: магнитное поле, отрицательные и положительные аномалии, геотермальные системы и месторождения, термальные поля, геологическое строение, зоны разгрузки парогидротерм

DOI: 10.31857/S0203030622060049, **EDN:** FYPOCH

ВВЕДЕНИЕ

Геотермальные системы областей современного и четвертичного вулканизма характеризуются интенсивным изменением вмещающих горных пород: под воздействием гидротермальных и метасоматических процессов происходит, как правило, повышение открытой пористости и трещиноватости пород, уменьшение объемной и минеральной плотности, снижение скоростей упругих волн и прочности на сжатие и растяжение, и др. [Ладыгин и др., 1993]. Одним из показателей петрофизических свойств пород, чутко реагирующих на взаимодействие вода–порода, является магнитная восприимчивость. В приповерхностной зоне разгрузки парогидротерм преобладают процессы, которые приводят к резкому снижению магнитной восприимчивости исходных пород — вследствие выщелачивания породообразующих и ферромагнитных минералов и замещения их глинистыми образуются обширные поля аргиллизитов (гидротермальных глин) [Коровов, 2019; Набоко, 1980; Рычагов и др., 2009, 2012;

Frolova et al., 2020]. Для зон разгрузки парогидротерм характерны также кремнистые осадки, опалиты, отложения цеолитового, карбонатного и другого состава, полностью лишенные минералов с магнитными свойствами. Однако, распределение как исходных вулканогенных пород с различной намагничённостью, так и новообразований в приповерхностных горизонтах гидротермальных систем крайне неравномерно [Ладыгин, Рычагов, 1995]. Это обстоятельство лежит в основе применения магнитометрических методов исследований для успешного решения задач вулканологии, литологии, геотермии, минерало- и рудообразования [Молостовский и др., 1993; Фролова и др., 2020; Aboud et al., 2011; Ebbing et al., 2009; Okuma, 1998; Soengkono, 2015; Soengkono, Hochstein, 1996].

В мировой научной практике и при разведке геотермальных и рудных месторождений широко используется аэромагнитная съёмка различного масштаба. Это один из наиболее экономичных и оперативных геофизических методов, позволяю-

щих покрывать съемкой большие территории и районы с расчлененным рельефом, выделять региональные геологические структуры и зоны тектонических нарушений [Красный, 1990; Ривош, 1964; Okuma, 1998; Mariita, 2007; Glen et al., 2015]. Аэромагнитные наблюдения обычно стараются дополнить наземными измерениями магнитных свойств пород с целью детального картирования геологических структур. Так, магнитная съемка успешно применялась в геотермальных районах для выделения гидротермально измененных пород и приповерхностных, но закрытых чехлом осадочных отложений, зон разгрузки парогидротерм [Soengkonon, Hochstein, 1996]. В геотермальной провинции Махараштра (Индия) на основании комплексного анализа магнитометрических и гравиметрических данных прослежены крупные линейные разломы, оконтурены геотермальные резервуары, намечены участки для глубокого разведочного бурения [Low et al., 2020]. На Камчатке магнитная съемка входила в комплекс геофизических исследований, предшествовавших поисковому бурению на геотермальных месторождениях Паужетское, Больше-Банное, Мутновское, Эссовское, Пушкинское, Анавгайское [Комплексные ..., 1985]. Так, в структуре Эссовского месторождения выделена положительная аномалия магнитного поля, а заверочным бурением на этом участке вскрыта кровля магматического тела андезитов на глубине 30 м; показано, что контактовые зоны тела могут быть проницаемыми для инфильтрационных (метеорных) вод. На карте магнитного поля этого месторождения отмечены зоны разрывных тектонических нарушений. По данным бурения аномалии с наиболее низкими значениями ΔT_a соответствуют гидротермально измененным породам и зонам перегретых термальных вод [Комплексные ..., 1985]. Близкая картина наблюдается и для Анавгайского месторождения, для которого характерно магнитное поле средней интенсивности (± 500 нТл, с двумя минимумами 1200 и 1300 нТл): выходы термальных источников совпадают в плане с отрицательными магнитными аномалиями, отдельные выделенные по этим данным тектонические нарушения рассматриваются как термоконтролирующие. Интересные результаты получены при изучении геотермальных аномалий Кошелевского вулканического массива¹. На сводной карте магнитных аномалий ΔZ , построенной в масштабе 1 : 25000, выделены две зоны разрывных тектонических нарушений: одна контролирует разгрузку термальных вод вдоль руч. Гремучий, вто-

рая выделяется вследствие линейного распространения пропилитов и вторичных кварцитов вдоль руч. Прямой. Эти данные были существенно уточнены нашими исследованиями [Нуждаев, Феофилактов, 2013].

Таким образом, магнитометрические исследования в геотермальных районах областей современного и четвертичного вулканизма позволяют решать многие геологические вопросы. Настоящая статья посвящена изучению природы магнитных полей основных геотермальных проявлений Паужетского района, что актуально в связи с неоднородным и сложным геологическим строением объектов и большим контрастом в условиях разгрузки парогидротерм.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ РАЙОНА

Паужетский геотермальный район входит в состав Южно-Камчатской геотермальной провинции [Аверьев, 1966; Сугробов, 1979]. Геологическое строение детально описано во многих работах [Белоусов, 1978; Долгоживущий центр ..., 1980; Кононов, 1983; Паужетские ..., 1965; Структура ..., 1993; Рычагов и др., 2009, 2012; Феофилактов и др., 2017, 2020б, 2021 и др.]. Мы лишь коротко напомним основные положения. Район расположен на сочленении двух крупнейших региональных структур: Южно-Камчатского прогиба и Ункановичского горста [Апрелков и др., 1979, 2001]. Этот участок земной коры находится в зоне влияния поперечного к камчатским структурам глубинного магмовыводящего разлома [Апрелков, Ольшанская, 1989; Геолого-геофизический ..., 1987; Zubin, 1980; Леонов, 1989 и др.]. Сложное строение и высокая проницаемость самого южного тектонического блока Камчатки, вероятно, явились причиной формирования Паужетской вулканотектонической депрессии [Долгоживущий центр ..., 1980], к центральной части которой приурочены объекты наших исследований: Паужетская гидротермальная система, Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение, южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта (рис. 1).

Паужетская гидротермальная система

Паужетская гидротермальная система и одноименное геотермальное месторождение являются одними из наиболее изученных на Камчатке [Паужетские ..., 1965; Белоусов и др., 1976; Сугробов, 1979; Структура ..., 1993]. Здесь построена первая в СССР и России ГеоЭС мощностью 11 МВт, успешно работающая с 1967 г. по настоящее время. В 1960–1980 гг. на сравнительно небольшой площади, примерно 2.5×3.0 км, пробурено около 50 скважин глубиной до 1000–1200 м; буре-

¹ Шварц Я.Б. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975–1984 гг. Т. III. Геофизические работы. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1984. 144 с.

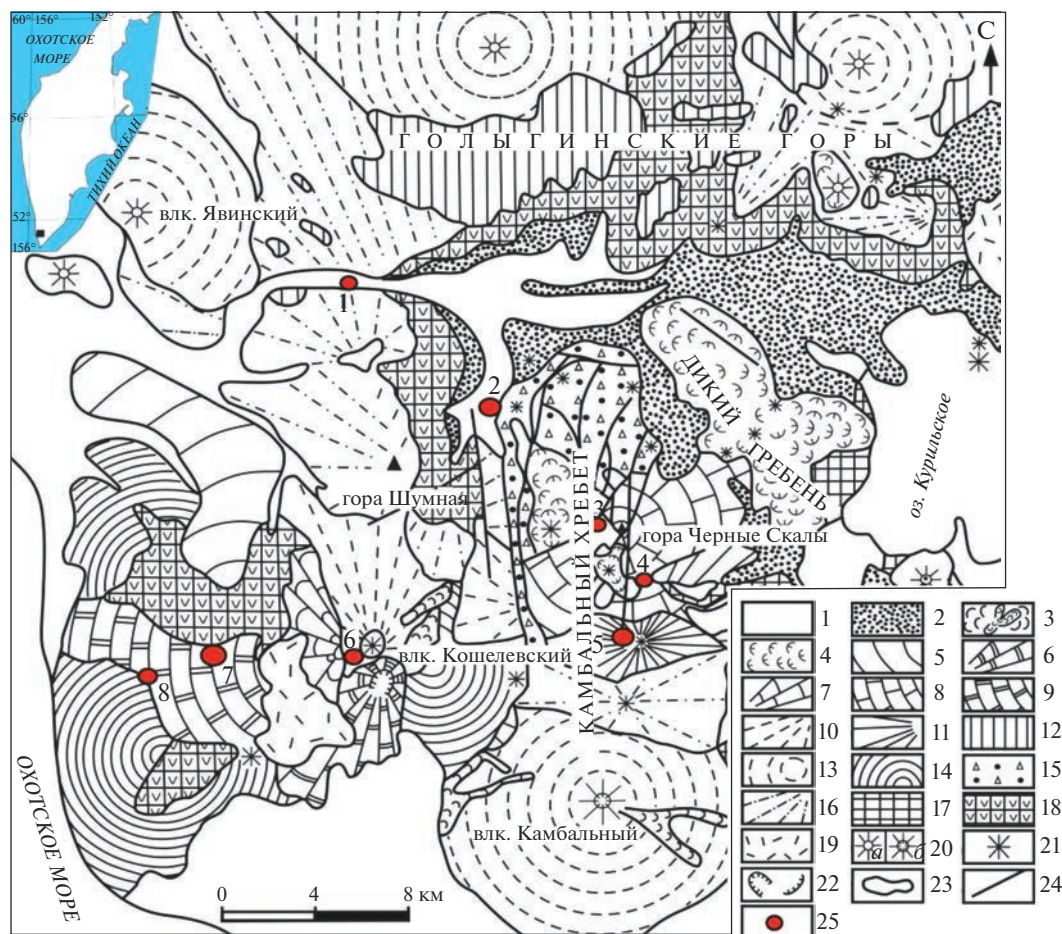


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района, по [Белосусов, 1978] с изменениями.

1–3 – голоценовые отложения: 1 – аллювиальные, пролювиальные и ледниковые, 2 – пирокластические пемзовые, 3 – базальты и андезибазальты действующих вулканов и отдельные потоки лав; 4–6 – верхнеплейстоцен-голоценовые отложения: 4 – дацитовые и риолитовые экструзивные куполы и их лавовые потоки, 5 – андезиты Восточно-Кошелевского вулкана, 6 – андезибазальты Центрально-Кошелевского вулкана; 7, 8 – верхнеплейстоценовые отложения: 7 – андезиты вулкана Валентин, 8 – андезибазальты вулкана Черные Скалы; 9–12 – среднеплейстоценовые отложения: 9 – андезиты Западно-Кошелевского вулкана, 10 – базальты Древне-Кошелевского вулкана, 11 – андезибазальты Камбального хребта, 12 – игнимбриты и спекшиеся туфы риодацитов и риолитов Голыгинского хребта; 13 – нижне-среднеплейстоценовые вулканы базальтового и андезибазальтового составов; 14 – нижнеплейстоценовые лавы и туфы базальтов и андезибазальтов; 15, 16 – верхнеплиоцен-средне- и нижнеплейстоценовые отложения: 15 – вулканогенно-осадочные породы паужетской свиты, 16 – лавы и туфы древних вулканов; 17–19 – верхнемiocен-нижнеплиоценовые осадочно-вулканогенные отложения: 17 – конгломераты и песчаники, реже туфы и лавы базальтов, 18 – миоценовые, преимущественно, вулканогенные нерасчлененные отложения; 19 – рыхлые отложения различного генезиса и возраста; 20–22 – вулканические морфоструктуры: 20 – конусы вулканов (а – простые, б – с вершинным кратером), 21 – шлаковые конусы, мелкие моногенные вулканы и экструзии, 22 – кальдеры и остатки бортов кальдер; 23 – литологические границы; 24 – разрывные тектонические нарушения; 25 – крупные термопроявления (1 – Первые Горячие Ключи, 2 – Паужетское геотермальное месторождение, 3–5 – группы термальных полей Камбального хребта (3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная), 6, 7 – термоаномалии Кошелевского вулканического массива (6 – Верхне-Кошелевская, 7 – Нижне-Кошелевская), 8 – Сивучинские термальные источники).

ние сопровождалось комплексным каротажем; выполнены крупномасштабные геофизические съемки; более 20 лет велись режимные гидрогеохимические наблюдения. В результате было установлено, что современная гидротермальная система относится к вододоминирующему гидродинамическому типу: выделены нижний и верхний водоносный горизонты, сообщающиеся между собой

зонами перетока напорных термальных вод. Основные потоки восходящих перегретых (до 220–230°C в нижнем горизонте) гидротерм локализируются в структуре субколыцевых приподнятых тектонических (тектоно-магматических?) блоков горных пород [Структура ..., 1993].

В последние годы авторским коллективом проведены комплексные геофизические и геоло-

гические исследования в районе этих приподнятых блоков с целью изучения их строения и физической (геологической) природы — как основных зон приповерхностной, так, вероятно, и скрытой разгрузки парогидротерм. На примере Восточно-Паужетского термального поля показано, что глубинные щелочные термальные воды поднимаются к дневной поверхности по контактовым зонам субвулканического тела среднего-основного состава, внедряются в разуплотненные блоки аргиллизированных пород и разгружаются в подошве толщи гидротермальных глин [Феофилактов и др., 2017]. В процессе разгрузки терм образуются слои (линзы, жилы) сложного минерального состава (с карбонатами, цеолитами, фосфатами, сульфидами и др.) [Рычагов и др., 2017а], обладающие контрастными по отношению к другим слоям глин петрофизическими свойствами. Эти результаты дают дополнительные возможности для расшифровки строения зоны разгрузки термальных вод с применением современных геофизических методов. Интересные данные получены также по центральной части Паужетского месторождения: комплексная геолого-геофизическая модель основана на выделении ряда субвулканических тел в структуре приподнятого тектоно-магматического блока Верхне-Паужетского термального поля [Феофилактов и др., 2020а]. Модель хорошо описывает механизм циркуляции термальных вод в сложной геологической системе, включающей вулканические и вулканогенно-осадочные породы, дайки и др. интрузивные тела, аргиллизированные пропилиты, блоки с кварц-адюляровыми метасоматитами. На основе глубинного электромагнитного зондирования методами АМТЗ и МТЗ объяснена причина высокой раздробленности верхних горизонтов земной коры в районе Паужетской гидротермальной системы: крупные интрузивные массивы или тектонические блоки образуют выступы фундамента и выполняют роль структурных деформографов на этом участке земной коры [Феофилактов и др., 2021].

Полученные данные служат основанием для проведения детальных магнитометрических исследований на площади Паужетского геотермального месторождения с целью получения дополнительных данных о строении зон разгрузки гидротермальных растворов.

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение

Месторождение расположено на западном склоне Кошелевского вулканического массива — крупной тектоно-магматической структуры, вытянутой в субширотном направлении от Охотского моря до Камбального хребта, и состоящей из 5 разновозрастных вулканов (Древний, Западный, Валентин, Центральный, Восточный) [Вакин и др.,

1976; Долгоживущий ..., 1980]. В 1960–1970 гг. в связи с развитием геотермальной энергетики на Камчатке проведены научные геолого-гидрогеохимические и поисково-разведочные работы на основных термоаномалиях (т/а) Кошелевского массива — Нижне- и Верхне-Кошелевской. Е.А. Вакиным с коллегами проведена оценка выноса тепла: 25000 ккал/с на Нижне-Кошелевской т/а и около 50000 ккал/с на Верхне-Кошелевской. Эти данные послужили основанием для постановки производственных геофизических и поисково-разведочных работ в районе Нижне-Кошелевской т/а. С помощью комплексных исследований и бурения скважин выделена зона сухого пара, распространяющаяся на глубину более 1500 м от дневной поверхности. Установлено Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение электрической мощностью ≥ 90 МВт [Писарева, 1987].

На новейшем этапе исследований существенно уточнено строение зоны пара и близповерхностной разгрузки термальных вод: с помощью низкочастотного сейсмического зондирования в центральной части месторождения выделена изометричная в плане и распространяющаяся на глубину 250–300 м в форме неправильной чаши область интенсивно аргиллизированных пород, насыщенных парогазовой смесью [Рычагов и др., 2018]. Эта область связана с источником тепла субвертикальными каналами повышенной трещинно-поровой проницаемости, погружающимися на глубину > 5 км. Предполагается, что вскрытая бурением многофазная интрузия диоритов — диоритовых порфиритов служит источником тектонических деформаций, а по зонам брекчирования в ее апикальных частях происходит подъем восходящего газоводного флюида к дневной поверхности. Изотопные и др. геохимические исследования указывают на глубинный, ниже-коровый или мантийный, характер газоводных флюидов [Поздеев, Нажалова, 2008; Поляк и др., 1979].

Разгрузка пара и термальных вод на дневной поверхности образует Нижне-Кошелевскую т/а, локализованную в овально-кольцевой геоморфологической структуре, вытянутой на 500 м вдоль глубоко врезанного оврага руч. Гремучий. Термоаномалия состоит из трех участков (полей) — Центрального, Верхнего и Нового. Наиболее характерными формами термопроявлений Центрального поля являются большие кипящие водоемы и теплые озера, мелкие кипящие водные и грязеводные котлы, пульсирующие источники, парогазовые струи, парящие грунты [Калачева и др., 2016]. Температуры грунтов не превышают 105°C (на глубине 0.8–3.0 м), температуры парогазовых струй могут достигать на устьях отдельных выходов $\geq 120^\circ\text{C}$ (в основном 90–98°C). Наиболее активная часть термоаномалии сосредоточена на

участке размером 150×250 м. Верхний участок отличается более низкими P - T параметрами парогазовых струй и водных источников. Новый участок представляет собой Нижне-Кошелевское Новое термальное поле, образованное на перевале между ручьями Гремучий и Прямой вследствие внезапного прогрева горных пород парогазовым флюидом [Нуждаев и др., 2013]. По геоэлектрическим данным поступление флюида произошло по трещинной зоне, связанной с Центральным участком т/а. На основании многолетних наблюдений авторского коллектива установлено, что Нижне-Кошелевская т/а является высокодинамичной геотермальной системой: центральная часть аномалии расширяется за счет интенсивной геотермальной эрозии, периодически происходит повышение температур парогазовых струй и связанное с этим осаждение самородной серы; участок Новый, образовавшийся в 2008 г., к настоящему времени полностью остыл. Высокая динамика геотермальных процессов прямо влияет на изменение геоэлектрических и, вероятно, магнитных свойств среды, что частично было показано нами ранее в работе [Нуждаев, Феофилакт, 2013].

Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта

Камбальный вулканический хребет представляет собой резurgentное тектоно-магматическое поднятие в структуре Паужетской вулкано-тектонической депрессии [Долгоживущий центр ..., 1980] и является одной из крупнейших геотермальных систем Камчатки [Белоусов, 1978; Структура ..., 1993; Сугробов, 1979]. Время образования вулканического хребта относится к плиоцен-плейстоцену, в южной части расположен вулкан Камбальный голоценового возраста [Сывороткин, 1993], последнее извержение которого произошло в марте–апреле 2017 г. [Гирина и др., 2017]. Породы Камбального хребта изменены гидротермально-метасоматическими процессами на значительную глубину и, по-видимому, на всем его протяжении [Рычагов и др., 2017а]. Современные термопроявления образуют почти сплошную полосу вдоль осевой зоны хребта, но локализуются в три группы: Северную, Центральную и Южную [Нехорошев, 1959]. Согласно этим первым детальным гидрогеохимическим исследованиям, термопроявления имеют глубинный источник теплового питания. Данная гипотеза в дальнейшем подтверждена геотермическими, минералого-геохимическими и структурно-геофизическими исследованиями [Белоусов и др., 1976; Структура ..., 1993; Komzeleva et al., 2021]. Так, на основании сейсмической томографии выделены две мощные субвертикальные зоны поглощения продольных и поперечных сейсмических волн, по-

гружающиеся на глубину более 10–15 км; зоны интерпретируются как коровые проводники для магматического и геотермального флюида [Komzeleva et al., 2021]. К одной зоне тяготеет питающая магматическая система вулкана и, по-видимому, южная группа термальных полей. С другой – пространственно связаны Центральная и Северная группы термальных полей Камбального вулканического хребта.

Южная группа термальных полей Камбального хребта располагается ближе всего (7–8 км) к Камбальному вулкану, извержение которого в 2017 г. было спровоцировано активизацией газогидротермальных процессов на глубинах ≥ 5 км, как считают авторы работ [Рычагов и др., 2017б; Фирстов, Лобачева, 2018]. Особый интерес представляет Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) в связи с его аномальными гидрогеологическими, геохимическими, минералогическими и др. характеристиками: разгрузкой щелочных глубинных термальных вод и высоким содержанием в них аммония, золота, редких металлов; образованием карбонатных отложений сложного состава в подошве толщи гидротермальных глин; отложением кремнистых осадков с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb и фосфатами редких земель [Нехорошев, 1959; Огородова, 1974; Структура ..., 1993; Рычагов и др., 2020, 2021]. Предварительными геофизическими исследованиями установлено необычное, по отношению к другим термальным полям Паужетского района, строение аномального магнитного поля ЮКЦ [Нуждаев и др., 2019]. Все это послужило основанием для проведения детальных магнитометрических исследований в районе термального поля.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

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

В районах геотермальных месторождений участки гидротермально измененных пород практически всегда выражаются пониженным

(относительно соседних участков) магнитным полем, морфология которого в каждом случае различна и зависит от конкретных геологических условий [Комплексные ..., 1985]. Известно, что под действием кислых термальных вод ($\text{pH} < 5$), насыщенных сероводородом, углекислым газом, метаном и др., происходит аргиллизация пород и изменение их физико-механических свойств: в частности, аргиллизиты практически полностью утрачивают намагнитченность вследствие разложения темноцветных (пироксенов и амфиболов) и рудных (магнетита, титаномagnetита и ильменита) минералов [Soengkono, Hochstein, 1996]. На примере геотермального месторождения Океанское (вулкан Баранского, о. Итуруп) детально описаны закономерности преобразования андезитов и андезибазальтов под влиянием кислых и ультракислых термальных вод [Ладыгин и др., 2014]. Наряду с заметным уменьшением плотности (в среднем на 30–40%) и скорости продольных волн (в два раза), снижается на 2–3 порядка магнитная восприимчивость: от $(20\text{--}40) \times 10^{-3}$ СИ до $n \times 10^{-5}$ СИ. Основной механизм изменения магнитной восприимчивости пород заключается в растворении ферромагнитных минералов кислыми и ультракислыми водами, проникающими в породу по системе микротрещин и открытых пор [Ладыгин и др., 2014].

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

На термальных полях южной группы Камбального хребта за счет гидротермально-метасоматического изменения андезитов и андезибазальтов происходит формирование опалитов, вторичных кварцитов и гидротермальных глин. Выщелачивание первичных компонентов породы и их замещение вторичными минералами, в первую очередь, опалом и глинистыми минералами, сопровождается заметным разуплотнением пород, от 2.71 до 1.86 г/см^3 ; магнитная восприимчивость падает в 20 раз. Опалиты и вторичные кварциты являются диамагнетиками, поскольку состоят из немагнитных минералов кремнезема, хлоритов и других слоистых силикатов [Фролова и др., 2020].

Район Верхне-Паужетского термального поля сложен туфами и туффитами среднего и кислого состава, цеолитизированными и аргиллизиро-

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

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

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На площади Нижне-Кошелевского геотермального месторождения магнитная съемка выполнялась в два этапа. На первом в 2010–2011 гг. магнитометрические исследования проводились в центральной части месторождения магнитометрами ММП–203 [Нуждаев, Феофилактов, 2013]. В связи со сложным рельефом и густой растительностью в изучаемом районе, а также ограничениями, связанными с природоохранными территориями, проведение детальной наземной площадной магнитной съемки на месторождении в летний полевой период затруднено. Поэтому второй этап магнитометрических исследований авторами выполнен в зимний период, что значительно упростило передвижение на местности и повысило производительность работ. В марте 2015 г. площадная магнитометрическая съемка выполнялась по нерегулярной сети с использованием двух современных магнитометров GSM-19W на эффекте Оверхаузера фирмы GEM (производитель Канада). Эти приборы оснащены системой GPS, имеют встроенную память, высокое разрешение 0.01 нТл и абсолютную точность 0.2 нТл в широком температурном диапазоне от -40°C до $+55^\circ\text{C}$, быструю скорость регистрации данных. Один прибор использовался для проведения рядовых измерений на площади, другой – в качестве магнитовариационной станции. Интервал между измерениями на магнитовариационной станции составлял 20 с, что позволило детально охарактеризовать суточные вариации магнитного поля: значения менялись от 50655 до 50775 нТл.

Для увеличения скорости съемки и как следствие площади измерений оператор с магнитометром буксировался за снегоходом на лыжах. Измерения выполнялись в ручном режиме, с временным интервалом 6 с, средняя скорость движения снегохода составила 5–10 км/ч. Высота магниточувствительного датчика составляла 2.2 м, что снизило влияние содержащегося металла в лыжах и ботинках до ± 2 –3 нТл. Буксировка осуществлялась капроновым канатом на расстоянии 10 м, тем самым исключая влияние помех, создаваемых снегоходом. Перед проведением площадных работ был проведен азимутальный ход, погрешность измерений составила ± 1 нТл. Мощность снегового покрова составила от 1 до 5 м и при построении карты аномального магнитного поля не учитывалась. Было выполнено 15500 рядовых замеров магнитного поля на территории 13 км², среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 19 нТл.

Современная площадная магнитная съемка на Паужетском месторождении выполнялась на площади 11 км² в марте 2014 г. [Нуждаев, Феофилактов, 2014]. Аппаратурно-методический комплекс соответствовал описанному выше работам на Нижне-Кошелевском месторождении. Контрольные измерения выполнены в объеме 9% от общего количества точек – 10784, среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 18 нТл.

Магнитная съемка в районе южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта выполнялась в два летних полевых сезона: 2017 г. – на площади Южно-Камбального Центрального (ЮКЦ) термального поля (шаг измерений 5 м, расстояние между профилями 25 м), 2018 г. – на площади Ближнего (ЮКБ) и Дальнего (ЮКД) термальных полей (5 × 100–150 м). Съемку можно отнести к рекогносцировочным работам с целью составления карты магнитных аномалий ΔT_a этого участка Камбального хребта. Всего выполнено 14500 рядовых замеров на территории 2.5 км², среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 6 нТл.

При использовании модели IGRF(13) уровень нормального магнитного поля (T_n) для координат Паужетско-Камбально-Кошелевского района составляет 51 500–51 600 нТл. Но это общая модель для всей Земли и не учитывает особенностей района исследований, в данном случае гидротермально-метасоматических преобразований горных пород, которые снижают значения магнитной индукции. Для расчетов T_n мы использовали медиану всех значений, полученных при наземной съемке на каждом объекте. Для Нижне-Коше-

левского геотермального месторождения T_n составила 51013 нТл; для Паужетского – 50897 нТл, для южной группы Камбальных термальных полей – 50303 нТл. Для отслеживания суточных вариаций магнитного поля использовались данные с геофизической обсерватории “Паратунка” ИКИР ДВО РАН.

Таким образом, ΔT_a рассчитывалось по формуле:

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

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

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение

На основании обобщения материалов магнитной съемки построена карта аномалий магнитного поля ΔT_a месторождения (рис. 2). Карта характеризуется контрастными значениями ΔT_a , от –2200 до 2000 нТл. В центральной части площади выделяются отрицательные аномалии: имеющие относительно изометричную форму и размеры в поперечнике ≥ 300 –500 м, а также линейные, вытянутые до 1–3 км. Все отрицательные аномалии практически объединены в единое неоднородное поле на фоне положительных значений ΔT_a .

Участок, на котором расположено Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение, характеризуется развитием пород лаво-экструзивного комплекса кислого-среднего и среднего-основного состава (см. рис. 2б). Современные геотермальные проявления и поля аргиллизированных пород четвертичного возраста (структура руч. Аргиллизитовый) приурочены к более кислым породам. Отчетливо выделяются линейные разрывные тектонические нарушения – радиального направления по отношению к общей структуре Кошелевского вулканического массива, а также зона регионального разлома [Вакин и др., 1976]. Термальные источники и современные сольфатарные поля контролируются зонами разрывных тектонических нарушений и участками их пересечений.

Сопоставление карты аномального магнитного поля с геологической обстановкой (см. рис. 2в) позволяет сделать вполне определенные выводы. Положительными значениями ΔT_a характеризуются поля неизмененных горных пород. Отрицательные аномалии приурочены либо к участкам разгрузки гидротермальных растворов и сольфатарным полям (аргиллизированным породам),

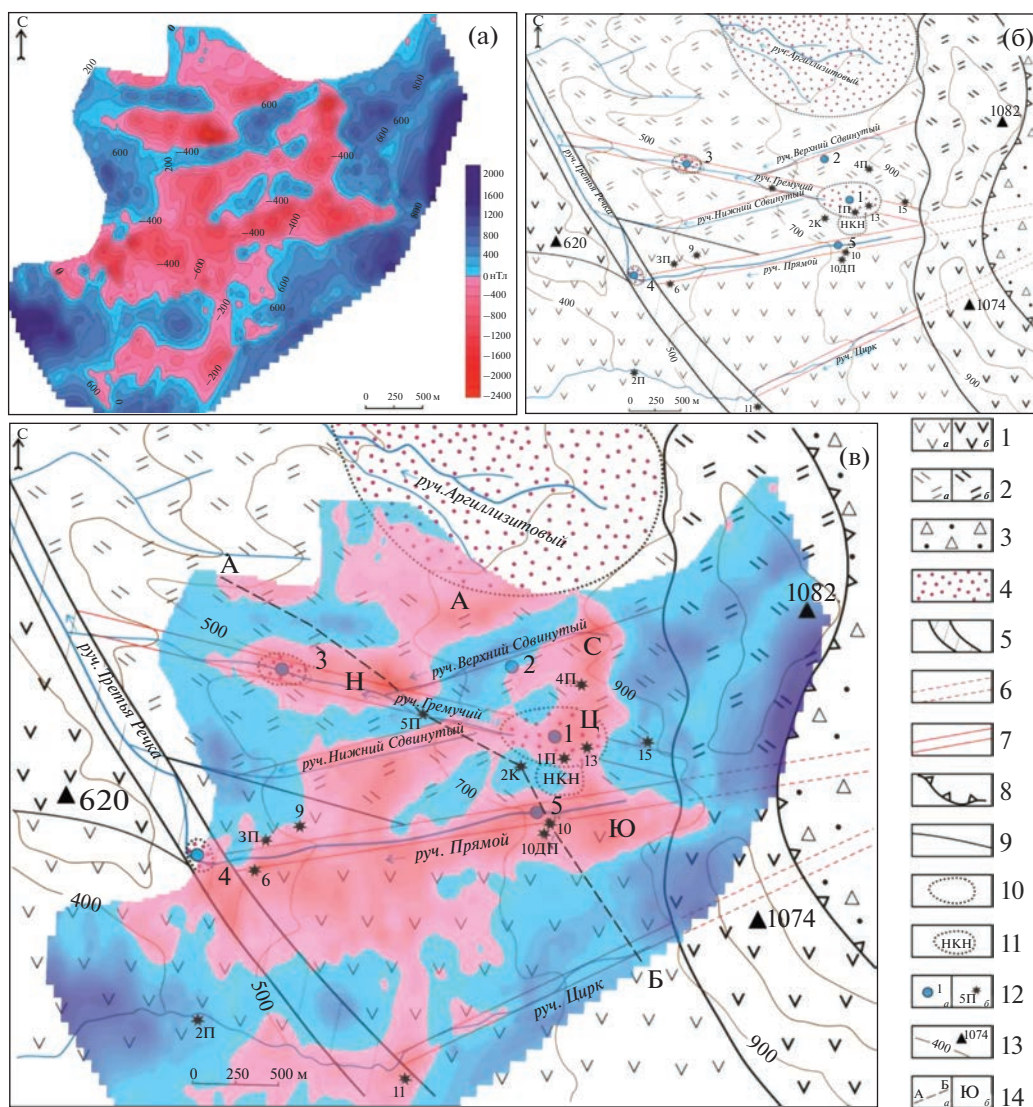


Рис. 2. Магнитное поле Нижне-Кошелевского геотермального месторождения.

а – карта аномалий магнитного поля ΔT_a ; б – схематическая геологическая карта (составлена с учетом материалов поисково-разведочных работ, по [Писарева, 1987]); в – карта аномалий магнитного поля ΔT_a , наложенная на геологическую основу Нижне-Кошелевского месторождения.

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

либо к зонам тектонических разрывных нарушений. Локальные отрицательные аномалии ΔT_a в центральной части площади (Ю, Ц, С), по-видимому, обусловлены разгрузкой парогидротерм вблизи дневной поверхности и, соответственно,

выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов. Форма, размеры и природа основной Нижне-Кошелевской термоаномалии (Ц, см. рис. 2в) были изучены нами ранее [Нуждаев, Феофилактов, 2013; Рычагов и др., 2018]. Обобщен-

ние имеющихся геолого-геофизических материалов и характер магнитного поля позволяют предполагать, что образование двух других локальных аномалий (Ю и С) также обусловлено современными геотермальными процессами, возможно, скрытой разгрузкой парогидротерм.

Протяженное линейное разрывное тектоническое нарушение, трассируемое руч. Прямой, было выделено Я.Б. Шварцем¹ по материалам аэромагнитных работ. Сопряженная с этим нарушением отрицательная магнитная аномалия интерпретируется выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов в процессе палеогидротермальной деятельности: здесь по данным бурения установлены пропилиты и вторичные кварциты в широком интервале глубин [Поздеев, Нажалова, 2008]. Пространственная связь отрицательных магнитных аномалий (Ю и Ц), наличие на дневной поверхности термального источника № 5 и выделенная на этом участке зона интенсивного поглощения сейсмических волн [Рычагов и др., 2018] — все это позволяет предполагать современную геотермальную активность вдоль разлома руч. Прямой. По-видимому, не случайно образование небольшого сольфатарного поля и термального источника № 4 на пересечении тектонического нарушения руч. Прямой с региональным разломом. В аномальном магнитном поле низкими значениями ΔT_a также четко выделяется зона разрывных тектонических нарушений вдоль руч. Гремучий, контролирующая основную термоаномалию, а также небольшое сольфатарное поле с термальным источником Солнечный (№ 3, см. рис. 2в). Связь отрицательных магнитных аномалий с отдельными тектоническими нарушениями (Верхний и Нижний Сдвинутый) на данном уровне исследований можно только предполагать по ряду косвенных признаков — четкой линейной границе магнитных аномалий, приуроченности термального источника № 2.

С целью изучения природы и глубины залегания объектов, продуцирующих аномалии магнитного поля, построен график распределения значений ΔT_a по профилю А–Б, увязанный с геолого-гидрологическим разрезом (рис. 3). На графике видно, что максимумы крупных отрицательных аномалий приурочены к разрывным тектоническим нарушениям. Проверенным годами методом касательных и характерных точек [Соколов, 1956; Гринкевич, 1971] была рассчитана глубина верхней кромки объектов, создавших отрицательные магнитные аномалии: по тектоническому нарушению руч. Гремучий — 100–150 м, руч. Прямой — 150–200 м. На этих глубинах породы интенсивно обводнены, особенно в зонах тек-

тонических нарушений, поскольку в данном интервале разреза располагается граница между туфогенно-осадочными породами паужетской свиты и кровлей субвулканической интрузии диоритовых порфириров и диоритов [Писарева, 1987].

Паужетское геотермальное месторождение

На основании обобщения материалов нескольких этапов исследований изучено строение магнитного поля Паужетского геотермального месторождения (рис. 4). На карте аномального магнитного поля ΔT_a (см. рис. 4а) наблюдается совершенно другая структура поля, чем на Нижне-Кошелевском месторождении. В целом, выделяются две крупные области: северо-западная и юго-восточная. Северо-западная (СЗ) область характеризуется спокойным слабо отрицательным магнитным полем с интенсивностью аномалий от –400 до 400 нТл; юго-восточная (ЮВ) отличается широким интервалом значений ΔT_a : от –900 до 1100 нТл и дробным характером аномальных участков — выделяется множество мелких изометричных в плане отрицательных аномалий. СЗ и ЮВ области четко разделяются друг от друга полосой, включающей серию мелких отрицательных аномалий высокой интенсивности магнитного поля. Отметим, что эта полоса проходит параллельно дуговой зоне тектонических нарушений, выделяемой на схематической геологической карте (см. рис. 4б), и, по-видимому, может трассировать скрытую разгрузку термальных вод.

СЗ и ЮВ области отличаются геологическим строением территории. СЗ область расположена в поле развития вулканогенно-осадочных пород паужетской свиты и лав дацитового состава и распространяется на структуру Паужетского грабена. Здесь выделяются отдельные крупные экстррузии дацитов (Березовая, по [Белюсов, 1978]) и предполагается наличие на некоторой глубине субвулканических тел среднего-основного состава [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2020б]. ЮВ область перекрывает, в основном, андезиты и андезибазальты Камбального хребта (породы заключительного магматического этапа формирования этой структуры). По данным бурения разведочных скважин (R-102, R-107 и др.) на этом участке месторождения на небольшой глубине (десятки и первые сотни метров) залегают субпластовые и субвертикальные тела дацитов, риолитов и андезибазальтов. Ранее в районе Восточно-Паужетского термального поля (см. рис. 4б) нами показана возможность внедрения субвулканического тела среднего-основного состава,

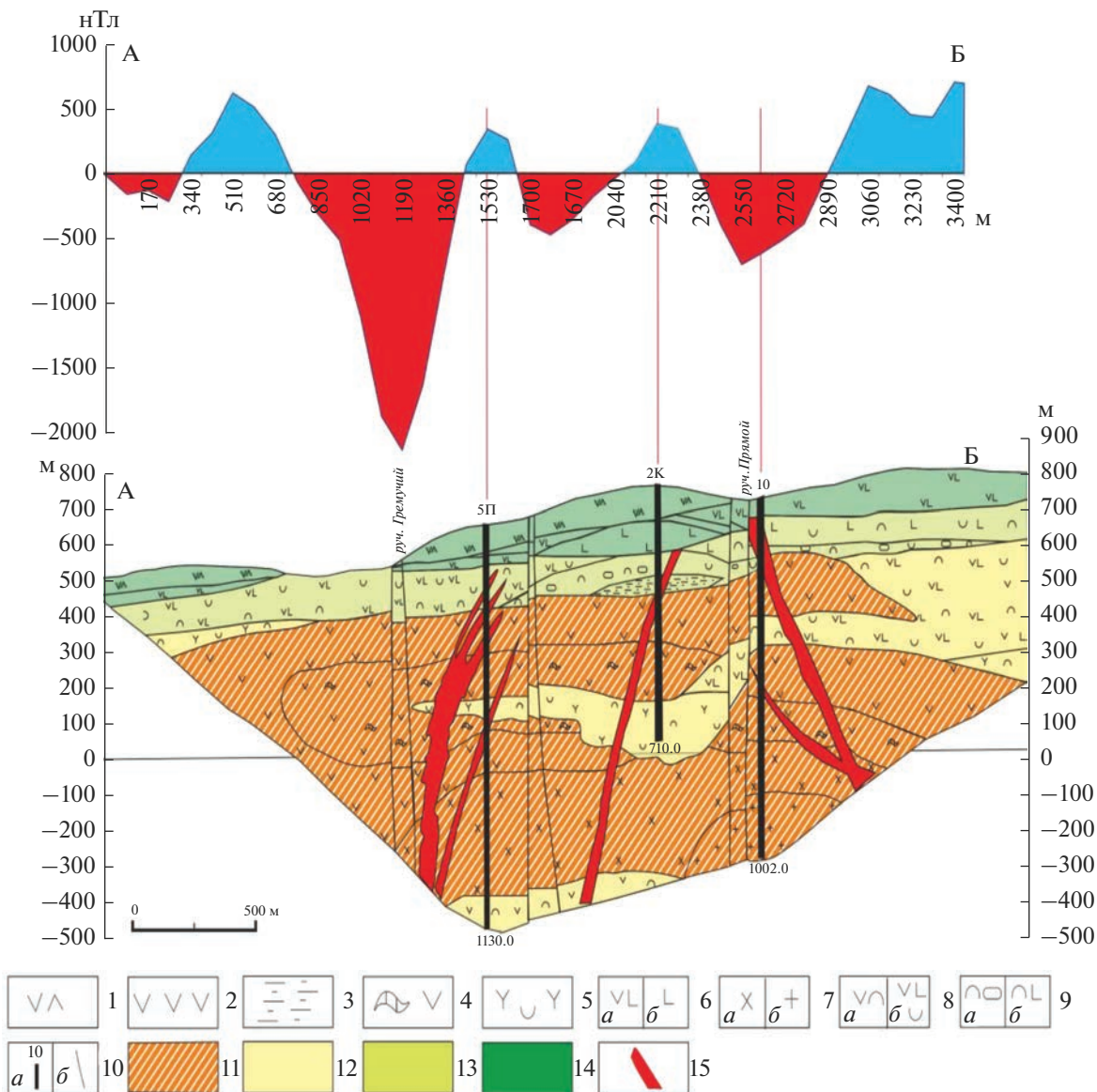


Рис. 3. График распределения значений ΔT_a по профилю А–Б (вверху рисунка), увязанный с геолого-гидрологическим разрезом (составлен М.В. Писаревой по результатам поисково-разведочных работ 1975–1984 гг.).

1 – двупироксеновые андезидациты, участками переходящие в дациты; 2 – андезиты; 3 – аргиллиты; 4 – ксенобрекчии андезитов в крупных субинтрузиях; 5 – туфы смешанного состава; 6 – оливин-клинопироксеновые, оливин-двупироксеновые и пироксеновые андезибазальты (а), базальты и долерито-базальты (б); 7 – пироксеновые и пироксенороговообманковые диоритовые порфириты (а) и диориты (б); 8 – туфы андезитов (а) и андезибазальтов (б); 9 – туфо-конгломераты (а) и туфы базальтов (б); 10 – скважина и ее номер (а) и разломы (б); 11–14 – водоносные комплексы: 11 – крупной нижнечетвертичной субвулканической интрузии, 12 – туфов и лав алнейской серии, 13 – туфов и туфо-конгломератов паужетской свиты, 14 – лав средне-верхнечетвертичной толщи Западно-Кошелевского вулкана; 15 – нижнечетвертичные дайки.

кровля которого залегает на глубине не более 30 м [Феофилактов и др., 2017].

Сопоставление карты аномального магнитного поля ΔT_a с схематической геологической картой Паужетского месторождения (см. рис. 4в) позволяет отметить следующее. Слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле СЗ области, вероятно, обусловлено проявлением в

этой части гидротермальной системы разгрузки латерального потока и преобладанием пород кислого состава, содержащих мало ферромагнитных минералов и более подверженных гидротермальным изменениям, по сравнению с андезитами и андезибазальтами Камбального хребта. Характерна приуроченность отрицательных магнитных аномалий к границам или пересечениям кольце-

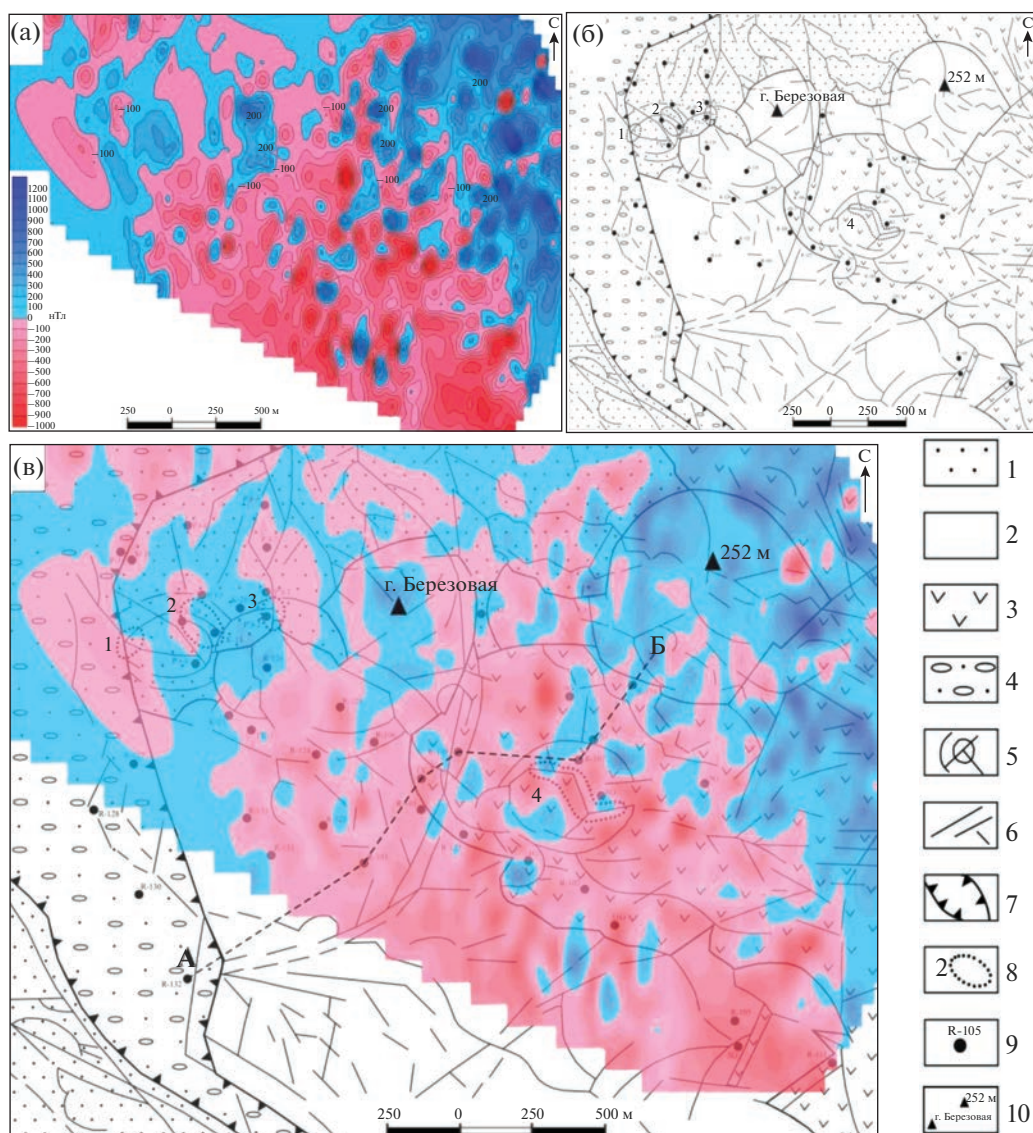


Рис. 4. Магнитное поле Паужетского геотермального месторождения.

а — карта аномального магнитного поля ΔT_a ; б — схематическая геологическая карта (составлена на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований); в — карта аномального магнитного поля ΔT_a , наложенная на геологическую основу Паужетского месторождения.

1 — туфиты и туфы верхнепаужетской подсыты верхний неоген-нижнечетвертичного возраста; 2 — лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 — андезиты и андезибазальты среднечетвертичного возраста; 4 — аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 — кольцевые тектонические нарушения, околнующие приподнятые блоки пород и контролирующие положение термальных полей; 6 — система линейных тектонических нарушений; 7 — Паужетский грабен верхнечетвертичного возраста; 8 — термальные поля: 1 — Южно-Паужетское, 2 — Верхне-Паужетское, 3 — Нижне-Паужетское, 4 — Восточно-Паужетское; 9 — скважины; 10 — отметки высот. А–Б — линия геологического разреза (см. рис. 5).

вых структур, контролирующих разгрузку восходящих термальных вод или смешанных гидротерм с метеорными водами. В этом плане также обращает на себя внимание экструзия Березовая и борт (тектоническое нарушение сбросового типа) Паужетского грабена. Центральная часть экструзии характеризуется интенсивной анома-

лией положительных значений ΔT_a , а по периферии вмещающей ее субкольцевой структуры располагаются отрицательные аномалии магнитного поля. Такой характер магнитного поля может свидетельствовать об отсутствии гидротермальных изменений пород (дацитов) центральной части экструзии, и в то же время — об интенсивном

изменении ее краевых частей вследствие фильтрации термальных и метеорных вод по зонам тектонических нарушений, выделяемых на схематической геологической карте. Проницаемость борта грабена для восходящих термальных вод отмечалась нами ранее на основании выделения субвертикальных зон поглощения сейсмических волн по данным низкочастотного сейсмического зондирования [Феофилактов и др., 2020б].

ЮВ область магнитного поля характеризуется наличием большого числа локальных изометричной формы отрицательных аномалий ΔT_a , к одной из которых приурочено Восточно-Паужетское термальное поле. Однако в центральной части термального поля выделяется положительная магнитная аномалия со значениями ΔT_a до 505 нТл. Гравимагнитное моделирование позволило определить природу данной положительной магнитной аномалии: на этом участке термального поля среди аргиллизированных андезитов выделен блок уплотненных пород, кровля которого залегает на глубине ≤ 30 м; блок интерпретируется как субвулканическое тело среднего-основного состава [Феофилактов и др., 2017]. Породы таких тел, обладающие кристаллической структурой, менее подвержены гидротермальным изменениям, чем вмещающие их лавы или туфы. Вероятно, с внедрением этого тела может быть связано и образование самого Восточно-Паужетского термального поля. Обширная область отрицательных значений ΔT_a вокруг положительной аномалии может указывать на наличие скрытой разгрузки гидротермальных растворов, приуроченной к эндо-экзоконтактной зоне субвулканического тела. С определенной долей вероятности мы предполагаем, что другие ярко выраженные локальные положительные аномалии ΔT_a в ЮВ области также маркируют субвулканические тела среднего-основного состава.

Помимо отмеченных выше особенностей строения магнитного поля Паужетского геотермального месторождения и объяснения возможной природы выделенных положительных и отрицательных аномалий, необходимо обратить внимание на следующее общее положение. Центральная часть месторождения (геотермальный резервуар, выделенный по результатам эксплуатации месторождения на период до 2006 г.) находится в области пониженных значений магнитного поля² (рис. 5). Отдельные крупные положи-

тельные аномалии поля ΔT_a характеризуют границы тектонических блоков и подтверждают наличие достаточно мощных субвулканических тел. В частности, одно такое тело дацитового состава вскрыто скважиной R-107 на данном геологическом разрезе.

Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта

Первое, что обращает на себя внимание при анализе результатов наземной магнитной съемки на этом участке Камбального хребта (рис. 6), это пониженные значения абсолютного модуля магнитной индукции (T) на исследуемой территории. Среднее значение T составило 50303 нТл, что ниже на 600 нТл, чем для Паужетской гидротермальной системы и на 700 нТл — для Нижне-Кошелевского геотермального месторождения [Нуждаев, 2017]. Полученные данные свидетельствуют о том, что высокоглиноземистые низкалкие толеитовые базальты, а также андезиты и их туфы, которыми сложен Камбальный хребет [Структура ..., 1993], подверглись общему значительному гидротермально-метасоматическому изменению и, соответственно, выщелачиванию из них ферромагнитных минералов. Как мы уже отмечали, термальные поля Камбального хребта расположены в пределах широкой и протяженной полосы окварцованных, опалитизированных и аргиллизированных пород, распространяющихся на значительную глубину.

Эти и магнитометрические данные позволяют говорить о наличии мощного, по-видимому, длительно живущего, конвективного теплового потока в недрах Камбального вулканического хребта.

Также отмечается необычный характер взаимосвязи аномалий магнитного поля и термальных полей южной группы Камбального хребта (см. рис. 6): термальные поля находятся в знакопеременной зоне магнитного поля (ЮКД), на границе между отрицательной и положительной аномалиями (ЮКЦ) или, в основном, в пределах относительно высоких значений ΔT_a (ЮКБ). Таким образом, несмотря на интенсивное изменение горных пород в зонах разгрузки парогидротерм, вплоть до полного их преобразования во вторичные кварциты, опалиты и аргиллизиты [Фролова и др., 2020], породы в современном контуре термального поля могут сохранять относительно высокий уровень остаточной намагниченности. К сожалению, на этот участок Камбального хребта, как и на другие группы термальных полей, отсутствуют подробные геологические данные. Поэтому объяснение отмеченных особенностей

² Асаулова Н.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ и опытно-промышленной разработки Паужетского геотермального месторождения за период 1960–2006 гг. Графическое приложение № 3. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 2006.

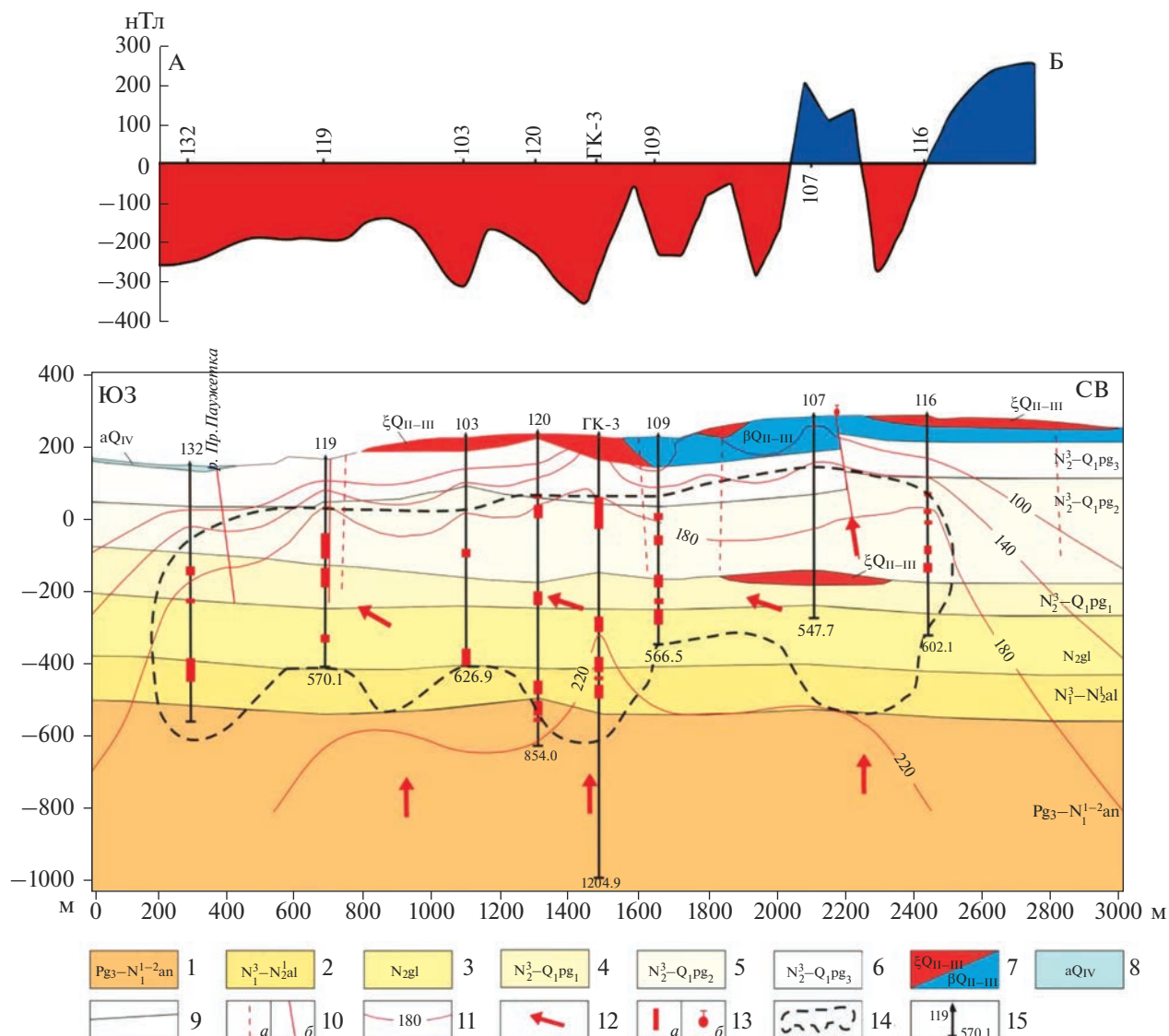


Рис. 5. График распределения значений ΔT_a по профилю А–Б, согласованный с геолого-гидрологическим разрезом Паужетского геотермального месторождения.

1 — относительно водоносный термопроводящий комплекс олигоцен-миоценовых вулканогенно-осадочных отложений анавайской серии ($Pg_3-N_1^{1-2}an$): вулканомиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты; 2 — водоносные зоны аллейской серии (N_1-N_2al): агломеративные туфы и туфы основного состава, лавы андезитов; 3 — водоносные зоны голыгинского горизонта (N_2gl): спекшиеся туфы дацитового состава; 4 — водоносный горизонт нижнепаужетской подсвиты ($N_2-Q_1pg_1$): туфобрекчии, лавы андезитов; 5 — водоносный горизонт среднепаужетской подсвиты ($N_2-Q_1pg_2$): псефитовые и псаммитовые туфы, туфобрекчии дацитового состава; 6 — относительно водоупорный горизонт верхнеплиоцен-плейстоценовых вулканогенных, реже вулканогенно-осадочных отложений верхнепаужетской подсвиты ($N_2-Q_1pg_3$): алевролиты, пепловые псаммитовые туфы, туффиты; 7 — водоносные зоны средне-верхнеплейстоценовых лаво-экструзивного и лавового комплексов (ξQ_{II-III} ; βQ_{II-III}): дациты, андезидациты, андезиты, андезитобазальты, лавобрекчии; 8 — водоносный горизонт голоценовых аллювиальных отложений (aQ_{IV}): валунно-галечные отложения; 9 — границы гидрогеологических подразделений; 10 — водоносные тектонические нарушения: a — предполагаемые, b — установленные; 11 — изотерма ($^{\circ}C$); 12 — направление потоков теплоносителя; 13 — интервал водопритока в скважину (a), Восточно-Паужетское термальное поле (b); 14 — контур геотермального резервуара по результатам моделирования (по состоянию на сентябрь 2006 г.); 15 — скважина на разрезе (цифры: сверху — номер, внизу — глубина, м).

строения магнитного поля по отношению к термопроявлениям можно строить исходя из имеющихся общих геологических и гидрогеологических представлений.

Мы полагаем, что в условиях большой литологической неоднородности и тектонической раздробленности пород Камбального хребта очаги разгрузки парогидротерм могут интенсивно сме-

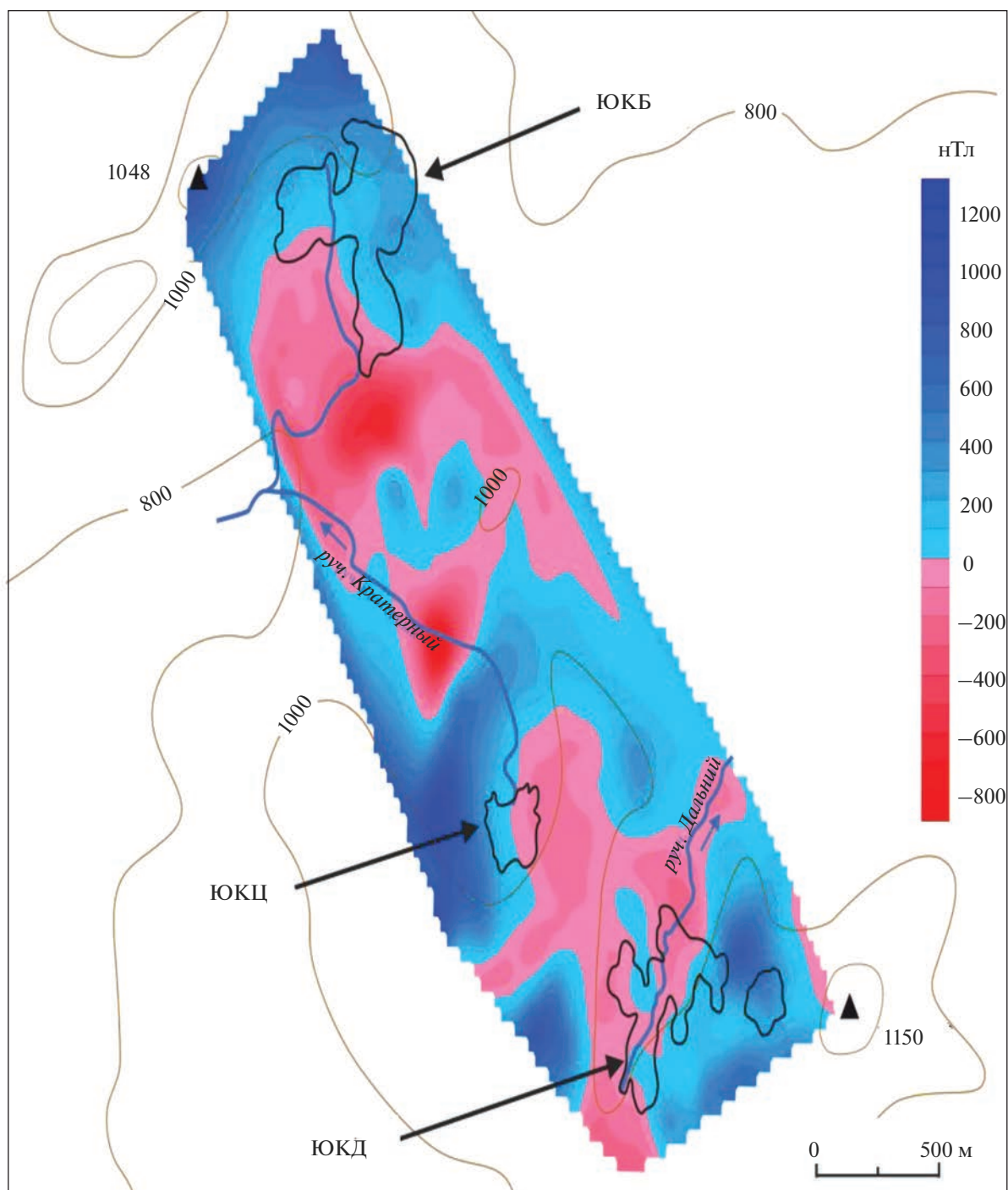


Рис. 6. Карта аномалий магнитного поля ΔT_a для группы Южно-Камбальных термальных полей. Черным контуром показаны границы термальных полей по 20-ти градусной изотерме: ЮКБ – Южно-Камбальное Ближнее, ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное, ЮКД – Южно-Камбальное Дальнее.

щаться в геологическом пространстве, заживая одни и используя новые трещинные структуры. На положение и строение термальных полей активное влияние также оказывает высокая расчлененность рельефа местности, постоянное изменение врез местной сети водотоков и, соответ-

ственно, скорости и направления движения грунтовых вод, что отмечалось ранее [Белоусов и др., 1976]. Таким образом, наблюдаемые на карте магнитного поля ΔT_a отрицательные аномалии (обычно имеющие близкую к изометричной форму) могут представлять собой расположенные на

некоторой глубине относительно устойчивые во времени очаги разгрузки гидротермальных растворов. А современные термальные поля являются своеобразными индикаторами направления развития и динамики глубинных эндогенных и поверхностных экзогенных процессов. В подтверждение этого тезиса на графиках распределения значений ΔT_a , построенных через отрицательную магнитную аномалию, расположенную между ЮКЦ и ЮКД, определено наклонное положение и глубина залегания (130–150 м от дневной поверхности) верхней кромки аномалообразующего тела. Строение этой отрицательной магнитной аномалии на глубине согласуется с первыми результатами вертикального электрического зондирования района ЮКЦ [Феофилактов и др., 2020a]: здесь в интервале разреза от 10–30 до 300 м выделена обводненная область, по-видимому, аргиллизированных пород; предполагается тепловое питание со стороны ЮКД. Исходя из полученных нами геофизических данных, можно достаточно уверенно говорить о структурной и гидродинамической связи двух термальных полей южной группы Камбального хребта — Центрального и Дальнего.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании многолетних исследований построены карты аномалий магнитного поля ΔT_a для крупных геотермальных систем Паужетского (Паужетско-Камбально-Кошелевского) района — Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений и южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта. Магнитные поля имеют как общие характеристики, так и индивидуальные особенности для каждого объекта исследований. В целом, необходимо отметить, что образование отрицательных аномалий магнитных полей обусловлено единым гидротермально-метасоматическим процессом, но характеризующимся различными физико-химическими параметрами и протекающим в разных геолого-гидрогеологических структурах.

Крупнейшее на Камчатке и Дальнем Востоке России Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение приурочено к системе линейных тектонических нарушений — радиальных в структуре Кошелевского вулканического массива. Разрывные тектонические нарушения образованы как на палео-, так и современном этапах развития Кошелевской газо-гидротермальной системы [Вакин и др., 1976; Рычагов и др., 2018]. Высокая интенсивность отрицательных магнитных аномалий, трассирую-

щих эти разрывные тектонические нарушения, а также приуроченность к ним сольфатарных полей (аргиллизированных пород) и термальных источников позволяют предполагать, что древние разломы также контролируют современные геотермальные процессы. На основании этих данных выделяется ряд участков на площади месторождения, перспективных для обнаружения геотермального теплоносителя (парогазовой смеси или перегретых термальных вод) на небольшой глубине: в районе разрывного нарушения Верхний Сдвинутый (С), на границе с Аргиллизитовой структурой (А), южнее пересечения разлома руч. Прямой с зоной регионального тектонического нарушения.

Паужетское геотермальное месторождение отличается другим строением аномального магнитного поля ΔT_a : выделяются две крупные области — СЗ и ЮВ. СЗ область характеризуется, в целом, спокойным слабо отрицательным магнитным полем на фоне положительных значений ΔT_a . Такой характер магнитного поля свидетельствует о преобладании в этой части месторождения латерального растекания гидротерм в результате разгрузки термальных вод из верхнего водоносного горизонта. Отдельные относительно крупные по площади, но невысокие по интенсивности отрицательные аномалии приурочены к границам экзотрузивных тел и зонам тектонических нарушений и представляют интерес для обнаружения локальных геотермальных резервуаров на небольшой глубине. ЮВ область характеризуется наличием большого числа аномалий ΔT_a высокой интенсивности магнитного поля как отрицательных, так и положительных. Детальное изучение кольцевого тектоно-магматического блока, в центре которого расположено Восточно-Паужетское термальное поле, и анализ материалов глубокого бурения позволяют утверждать, что положительные аномалии высокой интенсивности магнитного поля связаны с неглубоко залегающими (субвулканическими) магматическими телами различного состава (от кислого до среднего), а отрицательные — с зонами разгрузки парогидротерм, приуроченных к апикальным частям субвулканических интрузий. Исходя из анализа магнитометрических и полученных ранее геолого-геохимических данных [Рычагов и др., 2017], можно предполагать, что на площади ЮВ области месторождения происходит разгрузка термальных вод нижнего водоносного горизонта. Соответственно, отрицательные аномалии высокой интенсивности ΔT_a этой части Паужетского геотермального месторождения могут представлять интерес для обнаружения высокотемпературных термальных вод. Практи-

ческий интерес представляет также крупная дуговая полоса, разделяющая СЗ и ЮВ области магнитного поля, поскольку она, вероятно, трассирует скрытую разгрузку термальных вод.

Южно-Камбальная группа термальных полей характеризуется пониженным модулем магнитной индукции Т по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелевским геотермальными месторождениями — на 600 и 700 нТл соответственно. Эти данные свидетельствуют о более интенсивном изменении горных пород Камбального хребта гидротермально-метасоматическими процессами и хорошо согласуются с результатами структурных, петрологических, гидрогеологических и сейсмологических исследований [Белоусов и др., 1976; Долгоживущий центр ..., 1980; Структура ..., 1993; Komzeleva et al., 2021]. Как отмечалось ранее, Камбальный хребет расположен на границе между двумя крупнейшими тектоническими структурами Южной Камчатки (Южно-Камчатским прогибом и Ункановичским горстом) в зоне глубинного тектонического разлома [Апрелков и др., 1979]. Таким образом, можно говорить о наличии в недрах Камбального вулканического хребта долгоживущего, по-видимому, с плиоцен-плейстоцена по голоцен, конвективного теплового потока. Необычный характер взаимосвязи аномалий магнитного поля и термальных полей свидетельствует о высокой динамике теплового потока, тектонической раздробленности пород верхних горизонтов земной коры и проявлении интенсивных гидротермально-метасоматических, а также экзогенных процессов в этом районе. Кроме того, согласование магнитометрических и геоэлектрических данных позволяет сделать вывод о наличии гидродинамической связи Южно-Камбального Центрального и Южно-Камбального Дальнего термальных полей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность всем участникам структурно-геофизического отряда ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований. Мы особо благодарим заведующего геофизической обсерваторией “Паратунка” ИКИР ДВО РАН кандидата физ.-мат. наук С.Ю. Хомутова за возможность использования данных суточных вариаций магнитного поля.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
- Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколов В.А.* Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 72–78.
- Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н.* Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 53–66.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е.* Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 35–44.
- Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
- 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.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Отв. ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
- 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.
- Гринкевич Г.И.* Магниторазведка. М.: Недра, 1971. 272 с.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Зубин М.И.* Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10–19.
- 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.
- Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Отв. ред. В.М. Сугробов. М.: Наука, 1985. 112 с.
- Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) // Труды ГИН РАН. Вып. 379. М.: Наука, 1983. 184 с.

- Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2019. 120 с.
- Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охото-Курильского региона. Владивосток: ДВО РАН, 1990. 162 с.
- Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 28–44.
- Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В., Кривошеева З.А. Петрофизические свойства пород гидротермальной системы // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 120–148.
- Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н. Преобразование эффузивных пород под воздействием кислотного выщелачивания поверхностными термальными водами (геотермальная система Баранского, о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 1. С. 20–37.
- Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
- Молостовский Э.А., Фролов И.Ю. Петромагнитные свойства метасоматитов // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 148–160.
- Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Нехорошев А.С. Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке // Бюлл. вулканол. станций. 1959. № 28. С. 23–32.
- 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”, 26 ноября 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 111–124.
- Нуждаев И.А. Уточнение строения геотермальных месторождений Паужетско-Камбально-Кошелевского района на основании магнитометрических исследований // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 185–188.
- Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Феофилактов С.О. Магнитометрические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 163–166.
- Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // Материалы конференции: “Исследования в области наук о Земле”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 75–84.
- Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 231–241.
- Огородова А.С. Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 173–184.
- Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
- Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
- Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- Ривош Л.А. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего // Геология и геофизика. 1964. № 5. С. 38–51.
- Рычагов С.Н., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю. и др. Геолого-геофизическая модель крупнейшего на Камчатке Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения // Докл. РАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 183–187.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–56.
- Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А. и др. Южно-Камбальное Центральное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики // Материалы XXIII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 198–201.
- Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Сергеева А.В., Нуждаев И.А. Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2017а. Вып. 36. № 4. С. 13–27.
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С. Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2017б. Т. 36. № 6. С. 90–106.

- Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С. и др. Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 45–60.
- Рычагов С.Н., Чернов М.С., Соколов В.Н. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–392.
- Соколов К.П. Геологическое истолкование магнито-разведочных данных. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 134 с.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 26–35.
- Сывороткин В.Л. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 21–47.
- Феофилактов С.О., Нуждаев И.А., Денисов Д.К. Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка) // Материалы XXIII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2020а. С. 227–230.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др. Строение зоны разгрузки парогидротерм Верхне-Паужетского термального поля // Геология и геофизика. 2020б. Т. 61. № 9. С. 1194–1214.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др. Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 36–50.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Логинов В.А. и др. Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 40–56.
- Фирстов П.П., Лобачева М.А. Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Камбальный (Камчатка) в 2017 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 2. Вып. 38. С. 45–58.
- Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др. Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2020. Т. XV. № 1. С. 36–51.
- Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н. К вопросу о преобразовании туфов в разрезе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 449–460.
- Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н. и др. Изменение андезитов Нижне-Кошелевского термального поля в процессе гидротермальной аргиллизации (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 236–239.
- Aboud E., Salem A., Mekkawi M. Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data // Tectonophysics. 2011. V. 506. P. 46–54.
- Ebbing J., Gernigon L., Pascal C. et al. A discussion of structural and thermal control of magnetic anomalies on the mid-Norwegian margin // Geophysical Prospecting. 2009. V. 57. P. 665–681.
- Glen J., Connard G., Casteel J., Walsh P. Assessing structural controls on geothermal fluids from a three-dimensional geophysical model of Warner Valley, Oregon USA // Proc. World Geothermal Congress, 19–25 April 2015. Melbourne, Australia. 2015. 13 p.
- Frolova Ju.V., Chernov M.S., Rychagov S.N. et al. The influence of hydrothermal argillization on the physical and mechanical properties of tuffaceous rocks: a case study from the Upper Pauzhetsky thermal field, Kamchatka // Bull. of Engineering Geology and the Environment. 2020. V. 79. P. 3–20. <https://doi.org/10.1007/s10064-020-02007-2>
- Komzeleva V., Koulakov I., Rychagov S.N. et al. Sources of the eruption of Kambalny volcano (Southern Kamchatka) in March 2017 inferred from local earthquake tomography // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2021. V. 420. 107392.
- Low U., Absar A., Duraiswami R., Singh A. Geophysical exploration of Tural-Rajwadi group of hot springs, West Coast Geothermal Province, Maharashtra, India, and its implications // Geothermics. 2020. V. 88. 13 p.
- Mariita N.O. Exploration history of Olkaria geothermal field by use of geophysics // Presented at Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources. 2007. 14 p.
- Okuma S. Magnetic constraints on the subsurface structure of Akita-Yakeyama volcano, northeast Japan // Earth Planets Space. 1998. V. 50. P. 153–163.
- Soengkono S. The Relationship between Geological Structures and High Temperature Geothermal Systems in the Eastern Taupo Volcanic Zone (New Zealand) as Seen from High Resolution Airborne Magnetic Data // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19–25 April 2015. 11 p.
- Soengkono S., Hochstein M.P. Interpretation of magnetic anomalies over the Reporoa geothermal field, Taupo volcanic zone, New Zealand // Proceedings 18th NZ Geothermal Workshop 1996. P. 243–248.

Peculiarities of the Magnetic Field of Geothermal Systems of the Pauzhetsky Area (South Kamchatka)

I. A. Nuzhdaev^{1, *}, S. N. Rychagov^{1, **}, S. O. Feofilaktov¹, and D. K. Denisov¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: van.one.df@mail.ru*

***e-mail: rychnsn@kscnet.ru*

Based on many years of research, maps of magnetic field anomalies ΔT_a for large geothermal systems of the Pauzhetsky region of South Kamchatka were constructed. Magnetic fields have both general characteristics and individual features for each research object. In the area of Nizhne-Koshelevsky steam-dominated geothermal field identified a system of linear negative magnetic field anomalies, confined to thermal controlling discontinuous tectonic disturbances. Pauzhetsky geothermal field is characterized by a heterogeneous structure of the anomalous magnetic field ΔT_a : NW region is marked by a quiet weakly negative magnetic field, indicating the predominance in this part of the field lateral spreading of hydrotherms from the upper aquifer; SE — a large number of alternating magnetic anomalies of high intensity, confined to subvolcanic bodies of acidic to moderate composition. The South Kambalnaya group of thermal fields is characterized by a lower magnetic induction modulus T as compared to the Pauzhetsky and Lower Koshelevsky geothermal fields, indicating a more intense alteration of the Kambalnaya Ridge rocks by hydrothermal-metasomatic processes, apparently as a result of long-term exposure to convective heat flow.

Keywords: magnetic field, negative and positive anomalies, geothermal systems and fields, thermal fields, geological structure, steam-hydrothermal discharge zones