УДК 553.078.2

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ГЛИНЫ И ПИРИТ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ: ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОХИМИИ СОВРЕМЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2009 г. С. Н. Рычагов, Р. Г. Давлетбаев, О. В. Ковина Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006 Поступила в редакцию 09.07.2007 г.

Исследования выполнены на Паужетском и Нижне-Кошелевском геотермальных месторождениях, расположенных южной части полуострова Камчатка пределах в в Паужетско-Камбально-Кошелевско-го геотермального района. На изученных ранее комплексом геолого-геофизических и гидрогеотермических методов Верхне-Паужетском термальном поле и Нижне-Кошелевской термоаномалии проведен послойный отбор гидротермальных глин с помощью расчисток, проходки шурфов и ручного бурения колонковых скважин. Установлено, что гидротермальные глины образуют практически непрерывную толщу на поверхности термального поля и термоаномалии. Мощность толщи колеблется, в среднем, от 1.3 до 1.5 м. Дана характеристика химического и минералогического состава глин. Определены содержания Au, Hg, Pb, Ag (всего - 41 элемент) в слоях глины, выделенных через каждые 15-20 см в вертикальных разрезах. Элементы обнаруживают неоднородное распределение как по простиранию, так и в вертикальных сечениях толщи гидротермальных глин, что может быть объяснено температурными, физико-химическими и гидрогеохимическими условиями формирования глин на конкретных участках термальных полей. Установлено, что толща гидротермальных глин, залегающих на дневной поверхности геотермальных полей, имеет значение как самостоятельное геологическое тело и является не только водоупорным и теплоизолирующим горизонтом, но и служит динамически активным геохимическим барьером в структуре современной гидротермальной системы. Одним из минералов-концентраторов рудных элементов в гидротермальных глинах, помимо сульфатов Ca, Fe, Mg, Ba и A1, и (возможно) алюмосиликатов, является пирит.

введение

Изучение поведения химических элементов, прежде всего металлов, на современных геотермальных полях, условий их концентрирования, механизмов привноса и перераспределения, источников элементов эти вопросы остаются актуальгеохимии гидротермальных ными в минерало-рудообразующих процессов. Вопросы рассматривались во многих работах, посвященных зоне ги-пергенеза геотермальных полей и месторождений [14, 33, 38]. Но при этом объектами изучения была лишь самая верхняя часть горизонта гидротермальных глин (первые сантиметров), десятки поч-венно-пирокластические отложения, кремнистые плащи и травертины, солевые выпоты, донные осадки и залегающие на дневной поверхности горные породы. Однако, по-видимому, большую роль В геохимии минерало-рудообразую-щих современных процессов играет вся толща гидротермальных глин и аргиллизированных пород, которые широко распространены на площади геотермальных полей и часто служат верхним водоупорным и теплоизолирующим горизонтом для гидротермальных систем. В одной из редких работ, посвященных изучению послойного строения вертикальных разрезов гидротермальных глин, залегающих на поверхности термальных полей, показано изменение химического и минералогического состава аргиллизитов и состава поровых растворов до глубины более двух метров [21]. С.И. Набоко и Е.М. Филькова на примере одного разреза, вскрытого на Верхне-Паужетском термальном поле, установили закономерную смену состава глин: каолинит + лимонит (0-20, до 30 см), каолинит + монтмориллонит + пирит (30-50 см), монтмориллонит + пирит (50-120 см), (120-250 монтмориллонит + морденит СМ). Поровые сульфатные растворы в зоне сернокислотного выщелачивания характеризуются повышенной минерализацией (до 13 г/л), ниже уменьшается, минерализация растворов но остается относительно высокой [21]. Такие исследования являются единичными, недостаточно полными (основаны на характеристике одного разреза) и направлены на решение общих условий формирования и разгрузки перегретых шелочных или нейтральных хлоридно-натриевых вод на геотермальном месторождении.

В посвященных гидротермальным глинам и слагающим их минералам основополагающих работах В.А. Ерощева-Шака, С.И. Набоко, Г.А. Карпова, А.Д. Коробова, Б.И. Омельяненко, В.Л. Русинова и многих других ученых изучены условия образования аргиллизированных пород в областях современного вулканизма, залегающих как на дневной поверхности, так и на значительных глубинах, детально рассмотрен минеральный состав зон сернои углекислотного выщелачивания в общем контексте эволюции гидротермального метаморфизма вулканических пород, показаны механизмы образования глинистых и рудных минералов, в частности, пирита [9, 13, 14, 20, 24, 28]. В.А. Ерощевым-Шаком с соавторами изучены физико-химические условия формирования глинистых минералов и общая вертикальная зональность аргиллизитов, как отражение вулкано-гидротермального литогенеза в определенных гидрогеохимических средах, при изменении рН (от 2.2 до 6.0) и температур водных растворов и термальных грунтов (от <40 до > 100°C) [10]. Непосредственно на примере Паужетского геотермального месторождения выделены и в деталях исследованы зоны гидротермальных изменений: от пропилитизации пород на глубине до 1 км к вышезалегающим зонам аргиллизации и цеолитизации и к зоне приповерхностного кислотного выщелачивания, по результатам бурения скважин построена схема гидротермальной зональности центральной части месторождения [20]. А.Д. Коробовым и С.Н. Рычаговым с коллегами рассмотрены особенности процесса аргиллизации, как показателя регрессивной направленности гидротермальных изменений пород в структуре гидротермальной системы, отмечено развитие гидротермальных глин по зонам разрывных тектонических нарушений до глубины более 300-500 м за счет инфильтрации остывающих смешанных термальных вод и их взаимодействия с вмещающими породами [15, 31].

Таким образом, гидротермальные глины областей современного вулканизма, в том числе Курило-Камчатского региона, изучены с высокой степенью детальности. Тем не менее, один из важнейших вопросов остался вне поля зрения предыдущих исследований. На примере широко известных геотермальных месторождений Южной Камчатки эксплуатируемого Паужетского и разведанного Нижне-Кошелевского - при выполнении систематических исследований строения залегающей на дневной поверхности толщи гидротермальных глин нами обращено внимание на данные образования, как "самостоятельное" геологическое тело, имеющее большое значение в эволюции гидротермальных систем [32]. Известно, что приповерхностные аргиллизированные породы, закрывающие практически непрерывным чехлом участки разгрузки парогидротерм на дневной поверхности геотермальных полей, часто являются мощным верхним водоупором и теплоизолятором в структуре гидротермальной системы [4, 31]. Изучение общих характеристик этого геологического тела (мощности, протяженности, химического и минерального состава слагающих его слоев, распространения и структуры горизонта "синих глин", свойств и микроэлементного состава образующегося в глинах пирита, как возможного минерала-концентратора рудных элементов) и картирование образующихся в нем геохимических барьеров позволит получить дополнительные данные для понимания значения приповерхностного "чехла" аргиллизированных пород в эволюции флюидного режима длительноживущих рудообразующих гидротермальномагматических систем островных дуг.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Паужетский (Паужетско-Камбально-Кошелевский) геотермальный район [30, 42] расположен в пределах внутренней зоны Курило-Камчатской островной дуги [3, 7] и относится к южному сегменту Восточно-Камчатского вулканического пояса [8]. В целом, геологическое строение геотермального района характеризуется структурами и породами островодужного комплекса [7]. Нижний структурный ярус представлен вулканогенными и осадочными образованиями олигоцен-среднемиоценового возраста, вмещающими многофазные интрузивные тела различного состава (от габбро до плагиогранитов), средний ярус образован осадочно-вулканогенными толщами среднего миоцена-плиоцена, верхний ярус отвечает за четвертичный этап развития островной дуги и сложен вулканическими породами плейстоцен-голоценового возраста. Характеристика геологического строения района дается, в основном, в [4], рис. 1. Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район непосредственно приурочен к выделенной ранее субкольцевой тектоно-магматической структуре [8], представляющей собой пологий аккумулятивно-

тектонический свод размерами более 35 х 50 км, центр которого осложнен вулкано-тектонической депрессией четвертичного возраста размером в плане 20 х 25 км [38]. В пределах данной депрессии сформированы объекты, исследуемые в нашей работе: Паужетское геотермальное месторождение, термальные проявления (поля) Камбального вулканического хребта, Кошелевский вулканический массив и образованное на его западных склонах Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение (рис. 1). Необходимо подчеркнуть, что исследуемый район является уникальным с точки зрения изучения эндогенных минерало-рудообразующих процессов. Геотермальные проявления приурочены к длительноживущим вулкано-тектоническим структурам или непосредственно к действующим вулканам (Камбальному, Кошелевскому, Ильинскому) и пространственно, а, возможно, и парагенетически связаны с золото-полиметаллическими рудопроявлениями: разгрузка гидротерм в северной части озера Курильского - с рудоносным вулканоплутоническим комплексом Выченкия [38]; Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение - с золото-серебряной и полиметаллической минерализацией, распространенной во вторичных кварци-



Рис. 1. Схема геологического строения Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района Южной Камчатки. Составили В.И. Белоусов, В.Л. Леонов и Н.А. Храмов с использованием материалов предыдущих исследований ([4]). 1 аллювиальные, пролювиальные и ледниковые отложения, голоцен; 2 - пемзо-пирокластические отложения, голоцен; 3 - базальты и андезито-базальты действующих вулканов, голоцен; 4 - дацитовые и риолитовые экструзивные ку-полы и их лавовые потоки, верхний плейстоцен-голоцен; 5 - андезиты Восточно-Кошелевского вулкана, верхний плейстоцен-голоцен; 6 - андезито-базальты Центрально-Кошелевского вулкана, верхний плейстоцен-голоцен; 7-андезиты вулкана Валентин (Кошелевский массив), верхний плейстоцен; 8-андезито-базальты вулкана Черные Скалы (Камбаль-ный хребет), верхний плейстоцен; 9 - андезиты Западно-Кошелевского вулкана, средний-верхний плейстоцен; 10 - базальты Древне-Кошелевского вулкана, средний плейстоцен; 11 -андезито-базальты Камбального хребта, средний плейстоцен; 12 - игнимбриты и спекшиеся туфы риодацитов и риолитов (голыгинский горизонт), средний плейстоцен; 13 - базальты и андезито-базальты, нижний-средний плейстоцен; 14 - лавы и туфы базальтов (а) и андезито-базальтов (б), нижний плейстоцен; 15 - туфы дацитов (паужетская свита), верхний плиоцен-средний плейстоцен; 16 - наземные лаво-туфовые отложения древних вулканов (алнейский комплекс), верхний плиоцен-нижний плейстоцен; 17-21 морские вулканогенно-осадочные отложения (вилючинско-паратунский комплекс), верхний миоцен-нижний плиоцен: 17- пачка конгломератов и песчаников, реже туфобрекчий и лав базальтов; 18 - пачка туфов и лав базальтов, туфо-конгломера-тов; 19 - пачка туфобрекчий и туфоконгломератов; 20 пачка грубообломочных туфов и лав базальтов; 21 - пачка песчаников, конгломератов, реже туфов; 22 - нерасчлененные преимущественно вулканогенные отложения, миоцен; 23 -суб-вулканическая интрузия долеритов Кошелевского вулканического массива, плиоцен (?); 24 - субвулканические интрузии диоритов и диоритовых порфиритов, плиоцен; 25 - зоны разгрузки современных гидротерм (цифры на схеме: 1 - Паужет-ское, 2 - Нижне-Кошелевское геотермальные - разрывные тектонические нарушения; 27 - рыхлые отложения различного генезиса, месторожления). 26 плейстоцен-голоцен.

тах и аргиллизированных породах обрамления Кошелевского массива.

Паужетское геотермальное месторождение широко известно вследствие строительства здесь первой в СССР ГеоЭС установленной мощностью 11 МВт_э. Начало эксплуатации месторождения относится к 1966-1967 гг. ГеоЭС устойчиво функционирует более 40 лет благодаря большому объему научно-технических исследований на месторождении [26], бурению дополнительных геолого-разведочных и эксплуатационных скважин в 1970-1980 гг., выполнению геофизических, гидрогеологических и минералого-петрографических работ в процессе до-



Рис. 2. Схема геологического строения района Верхне-Паужетского термального поля Паужетского геотермального месторождения, план (вверху) и разрез (внизу) [38]. 1 - отложения Голыгинской свиты (игнимбриты); 2 - Нижнепау-жетская подсвита (крупнообломочные, до агломератовых, туфы андезито-дацитового состава); 3 - Среднепаужетская подсвита (туфы псефитовые андезито-дацитового состава); 4 - Верхнепаужетская подсвита (туфы псефитовые андезито-дацитового состава); 5 - средне-верхнечетвертичные лавы и экструзии дацитового состава; 6 -лавобрекчии основания лаво-экструзивного комплекса дацитов (а) и эксплозивные (гидротермальные?) брекчии (б); 7 - современные аллювиальные валунно-галечные отложения; 8- литологические границы; 9-тектонические нарушения, в плане; 10 - границы Паужетского грабена; 11 - Верхне-Паужетское термальное поле; 12 -скважины на разрезе и в плане; 13 - изотермы; 14 - границы пародоминирующей зоны на разрезе.

изучения месторождения и расширения его границ. Вследствие этого оно является одним из наиболее исследованных в Курило-Камчатском регионе [38]. Изучение гидротермальных глин и образующегося в них пирита выполнено, в основном, на примере Верхне-Паужетского термального поля (рис. 2). Данная геологическая структура характеризуется локальным тектоно-магматическим поднятием пород в верхнечетвертичное (возможно, голоценовое) время [38], наличием современного восходящего потока глубинных хлоридно-натриевых парогидротерм, формированием в интервале глубин 0—150 м зоны кипения гидротермальных растворов и геохимических барьеров, в т.ч. рудных, на границах зоны [12]. Верхне-Паужетское термальное поле образовано и функционирует за счет разгрузки тепла, переносимого паро-водяной смесью по субвертикальным разломам к дневной поверхности. В недрах структуры на основании гидрогеотермических и изотопно-геохимических данных установлена зона интенсивного смешения метеорных и глубинных термальных вод [37]. Термальное поле вытянуто вдоль разрывных тектонических нарушений, закартированных на основе материалов детальных геоло-



Рис. 3. Схема геоморфологического строения Нижне-Кошелевской термоаномалии. 1 - геоморфологические границы термоаномалии (основной уступ); 2 - внутренние геоморфологические границы (водоразделы); 3 - отрицательные термальные структуры: воронки, овраги, ограничения крупных котлов; 4 - каменные развалы; 5 - отдельные высоты, термальные бугры (размеры знака отражают относительные размеры высот); 6 - границы локального термального поля (участок Верхний); 7- паро-газовые источники (размеры знака отражают относительную мощность источников): а - газовые струи, в- грязевые котлы, в - кипящие озера; 8 - водные источники: а - крупные пульсирующие ("гейзеры"), б — мелкие разгрузки термальных вод, в - холодные источники. Цифрами 1 *-5* на схеме показаны места проходки шурфов и скважин.

го-геофизических работ на этой площади и бурения нескольких глубоких скважин. Поле имеет размеры 150 х 200 м. Наличие в недрах термального поля современной динамичной геолого-гидрогеологической рудообразующей системы и предопределило интерес к изучению приповерхностного горизонта гидротермальных глин, которые принимают активное участие в протекающих здесь рудно-геохимических процессах.

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение также интенсивно изучалось в 1960-1980 гг., в том числе с помощью проходки более 10 глубоких разведочных скважин. Прогнозные ресурсы месторождения оценены в 210 кг/с сухого пара, что эквивалентно 90 МВт, [27]. Естественная разгрузка тепла на дневной поверхности этого месторождения сосредоточена в компактной структуре размером >250 х 500 м - одноименной термоаномалии большой мощности (рис. 3), составляющей 25000 ккал/с по оценке коллектива авторов, проводивших комплексные геолого-геотермические изыскания в пределах Кошелевского вулканического массива [6]. По данным разведочного бурения это только небольшая часть мощности зоны перегретого пара, распространяющейся на глубину более 1.5 км [27]. За прошедшие десятилетия со времени предыдущих геолого-гидрогеотермических исследований существенно изменилось внутреннее строение термоаномалии: форма, расположение, границы, другие физические параметры воронок взрыва, термальных озер, грязевых и водных котлов, термальных источников и даже общая конфигурация геотермального поля (рис. 3), [6].

На дневной поверхности в пределах Нижне-Кошелевской термоаномалии образуются кислые и слабо кислые сульфатные и гидрокарбонатносульфатные аммониевые воды (табл. 1), насыщен ные CO₂, H₂S, SO₂ и выделяющиеся высоким содержанием метана и тяжелых углеводородов (в сумме до 14.3%) [6, 27]. Температура пара над кипящими котлами и в пульсирующих источниках достигает 120°С, преобладают значения температуры пара и грунтов 98-105°С. Вследствие активных высокотемпературных газо-гидротермальных процессов формируется приповерхностный горизонт глин, не имеющий четко выраженного зонального строения. Зональное строение гидротермальных глин характерно для термопроявлений Паужетского месторождения. Термальные воды, образующиеся здесь за счет близповерхностного кипения глубинных нейтральных или щелочных хлоридно-натриевых растворов и активного выщелачивания растворами компонентов из аргиллизированных вмещающих пород, являются слабо минерализованными кислыми (слабокислыми) сульфатными или сульфатно-гидрокарбонатными аммониевыми и аммоний-кальциевыми (табл. 1). Вследствие глубокого и продолжительного взаимодействия этих терм с по-

РЫЧАГОВ и др.

Параметры			№ пј	робы		
	ВхПП-1/05	ВхПП-2/05	121/05	НК-5/05	НК-6/05	НК-1/06
1	2	3	4	5	6	7
рН полевое	1.2	3.7	9.1	5.2	1.7	10.2
T°C	83.5	93.1	91.0	82.0	66.7	69.5
Компоненты			Содержа	ние, мг/л		
Na ⁺	20.00	13.70	684.2	4.8	5.4	28.5
K^+	8.80	2.50	82.5	1.8	2.5	10.5
Li ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	80.16	4.81	124.2	10.2	16.0	56.11
Mg ²⁺	30.38	21.88	60.6	1.2	1.5	11.91
A1 ³⁺	0.00	0.00	0.7	0.7	6.8	0.00
Fe ²⁺	0.15	0.00	0.00	0.00	0.1	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	5.7	0.00
	72.00	120.00	1.0	14.0	39.0	0.00
H^+	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма катионов	211.67	162.89	953.2	32.7	77.0	107.02
Cl	2.84	3.55	1436.1	5.3	1.8	8.15
SO ₄ ²⁻	576.36	21.13	96.0	75.8	177.6	48.03
HSO ₄ ⁻	21.53	0.00	0.00	0.00	14.5	0.00
HCO3	0.00	561.36	42.7	15.3	0.00	214.78
CO ₃ ²⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F ⁻	0.00	0.00	1.7	0.00	0.00	0.00
Сумма анионов	600.73	586.04	1576.5	96.4	193.9	270.96
H ₃ BO ₃	2.23	1.11	163.2	33.4	7.8	0.6
H ₄ SiO ₄ раств.	189.50	62.50	145.0	36.8	81.0	153.00
Н ₄ SiO ₄ колл.	16.50	1.00	250.0	22.5	22.3	75.00
Общая минерализация	1020.63	813.54	3087.90	221.80	382.00	606.58

Таблица 1. Химический состав гидротерм, разгружающихся на поверхности Верхне-Паужетского термального поля и Нижне-Кошелевской термоаномалии

Примечание. Определения выполнены в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН, аналитик О.В. Шульга. ВхПП-1/05, 2/05 -пробы, отобранные на Верхне-Паужетском термальном поле. 121/05 - проба, отобранная из эксплуатационной скважины R-121, для характеристики типичного состава глубинных термальных вод Паужетского геотермального месторождения. НК-5/05, 6/05 -типичные воды Нижне-Кошелевской термоаномалии, контрастные по ряду параметров. НК-1/06-проба, отобранная за пределами Нижне-Кошелевской термоаномалии (разгрузка термальных вод из глубинного горизонта Нижне-Кошелевского геотермального месторождения).

родами (по оценке С.И. Набоко время функционирования современной Паужетской гидротермальной системы составляет около 10 тыс. лет [19]), на дневной поверхности до глубины, в среднем, 2030 см образуются продукты сернокислотного выщелачивания пород, ниже - углекислотного. Такая зональность, в целом, типична для всех термальных полей Паужетского месторождения, в т.ч. ВерхнеПаужетского, которое, как отмечалось выше, характеризуется активными рудно-геохимическими и минералогическими процессами в зоне перехода жидкость - пар [12]. Несмотря на это, гидротермальным глинам, перекрывающим пародоминирующую зону и другие участки, на которых разгружаются глубинные металлоносные термальные воды [17], не уделялось достаточного внимания как возможному индикатору рудных геохимических процессов.

МЕТОДИКА И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Методика исследований заключалась в проходке шурфов (3 шт.) и ручного бурения колонковых скважин (3 шт.) глубиной до 1.5 м в толще гидротермальных глин, а также расчисток (более 10 шт. -приповерхностное опробование). Эти выработки заложены на участках, характеризующихся наиболее типичными для термальных полей физико-химическими и температурными условиями: прогретых до 105°С сухим паром площадках (НК-1/06ШХ, ВхПП-1/06ШХ), местах выхода высокотемпературных фумарол (НК-11/06ШХ), в целом равномерно прогретых глинах вблизи грязевых котлов или термальных озер (НК-8/06ШХ, НК- 10/06ШХ), границах остывающих термальных полей (НК-5/06ШХ), (рис. 3). В шурфах и скважинах послойно, в среднем через каждые 20 см, отобраны пробы для промывки глин до серого шлиха (средний объем пробы составил 0.01 м²) и определения химического и минералогического состава глин и характеристики распределения в них ряда элементов на основе приближенно-количественного спектрального анализа (вес пробы - 1 кг). Вблизи мест заложения шурфов, скважин и расчисток на дневной поверхности отбирались солевые выпоты с целью изучения их фазового состава и геохимической нагрузки. В лабораторных условиях из серого шлиха методом минералогического анализа и с использованием тяжелых жидкостей отобраны мономинеральные пробы пирита, выполнено описание морфологических свойств зерен и агрегатов пирита, определено содержание в монофракциях пирита Au, Hg, Ag, Ba, B, Cu, Zn и др. элементов; с помощью микрозонда Camebax сделана попытка оценить распределение и уровень концентрации некоторых элементов в структуре зерен пирита. Аналитические исследования проведены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (химический анализ на определение породообразующих компонентов, атомно-флюоресцентный анализ - на Hg, микрозондовый и минералогический) и в Институте геохимии СО РАН (атомноабсорбционный - на Au, приближенно-количественный спектральный - на ряд элементов). При интерпретации результатов использовались данные гидрохимического опробования водных и грязевых котлов, кипящих источников и других типов термальных вод, образующихся в непосредственной

близости от участков бурения скважин и проходки шурфов (табл. 1).

Гидротермальные глины изучены нами на термальных полях Паужетского месторождения парогидротерм и Камбального вулканического хребта. Состав, структура и зональность приповерхностного горизонта глин детально исследованы ранее [16]. Продукты зоны сернокислотного выщелачивания представлены пестроокрашенными глинами, основными минералами которых являются диоктаэдрические смектиты и каолинит. Минералы диагностированы рентгеноскопически [38]. В этих глинах содержатся также: пирит в виде рассеянной вкрапленности (в среднем, не более 2-5%), кварц, самородная сера, ярозит, гейландит, плагиоклазы. Последние, по-видимому, являются продуктами разрушения вмещающих пород - лав и туфов андезитов и андезито-дацитов. Под этими глинами на прогретых участках полей в интервале глубин, в среднем, 5-25 см залегает слой "синих глин" (сине-серую окраску этим глинам придает тонкозернистый относительно равномерно рассеянный пирит [38]). Этот слой отличается от вышележащих большим содержанием пирита (от 20 до 35%, в отдельных прослоях до > 90%) и несколько более высоким содержанием кварца, что может свидетельствовать в пользу его гидротермального происхождения. В "синих глинах" также отмечается гетит (гидрогетит), ярозит, еще меньше содержится гематита и других минералов. Под этим горизонтом залегает основная масса глин термальных полей, преоблада ющий состав которых — монтмориллонитовый. Из остальных минералов устойчивое развитие имеют пирит (чаще всего равномерно рассеянный), гема тит, гетит (гидрогетит), полевые шпаты, магнетит и титаномагнетит, кварц, хлорит-смектитовые новообразования.

В вертикальном разрезе толщи гидротермальных глин Верхне-Паужетского термального поля происходит последовательное изменение с глубиной химического состава отложений (табл. 2). Верхний слой, представленный "синими глинами", характеризуется пониженными значениями SiO₂, максимально высоким содержанием A12O3 и соединений серы (ппп — в табл. 2). В следующих слоях постепенно растет содержание SiO₂ и уменьшаются концентрации соединений серы, что отражает усиление с глубиной роли алюмосиликатов в строении толщи. Нижние слои отличаются высокими концентрациями К₂О (до 1.63%). Это может быть связано с образованием калиевых полевых шпатов, для которых характерна ассоциация с криптокристаллическим кварцем на термодинамических барьерах (в зонах вскипания гидротерм [11,20]). Одним из источников кремнезема, по-видимому, является монтмориллонит, слагающий основную часть толщи глин, особенно ее нижние слои: известно, что при образовании монтмориллонита высвобождается SiO₂ [21].

				Номера проб			
	ВхПП-1/06-1	ВхПП-1/06-2	ВхПП-1/06-3	ВхПП-1/06-4	ВхПП-1/06-5	ВхПП-1/06-6	ВхПП-1/06-7
Компоненты			Инте	рвал отбора пр	ооб, м		
	0.1-0.3	0.3-0.5	0.5-0.7	0.7-0.9	0.9-1.1	1.1-1.3	1.3-1.5
			Содерж	Номера проб III-1/06-3 ВхПП-1/06-4 ВхПП-1/06-5 ВхПП-1/06-6 ВхПП-1/06-7 Интервал отбора проб, м 5-0.7 0.7-0.9 0.9-1.1 1.1-1.3 1.3-1.5 Содержание компонентов, % 0.57 51.38 53.12 53.7 54.62 19.55 18.94 18.56 18.35 18.47 7.53 7 6.26 5.64 5.68 0.79 0.86 0.93 1 101 2.26 2.49 2.35 2.63 2.55 2.76 2.73 2.61 2.52 2.24 0.185 0.175 0.22 0.226 0.24 0.918 0.923 0.786 0.82 0.797 0.463 0.602 1.43 1.36 1.63 0.111 0.117 0.114 0.119 0.11 0.106 0.144 0.115 0.134 0.128 14.56 14.42 13.3 13.17 12.220 19.803 99.781 99.795 99.669 99.695			
SiO ₂	45.35	49.73	50.57	51.38	53.12	53.7	54.62
$A1_2O_3$	24.33	19.62	19.55	18.94	18.56	18.35	18.47
Fe ₂ O ₃	5.84	6.2	7.53	7	6.26	5.64	5.68
FeO	1.44	1.65	0.79	0.86	0.93	1	1.01
CaO	0.372	1.4	2.26	2.49	2.35	2.63	2.55
MgO	1.82	4.92	2.76	2.73	2.61	2.52	2.24
Na ₂ O	0.32	0.273	0.185	0.175	0.22	0.226	0.24
TiO ₂	1.02	0.874	0.918	0.923	0.786	0.82	0.797
K ₂ O	0.461	1.07	0.463	0.602	1.43	1.36	1.63
MnO	0.109	0.226	0.111	0.117	0.114	0.119	0.11
P_2O_5	0.093	0.13	0.106	0.144	0.115	0.134	0.128
ппп	16.29	13.5	14.56	14.42	13.3	13.17	12.220
Сумма	97.445	99.593	99.803	99.781	99.795	99.669	99.695

Таблица 2. Химический состав гидротермальных глин Верхне-Паужетского термального поля в вертикальном разрезе толщи

Примечание. Химический анализ выполнен в АЦ ИВиС ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе "S4 PIONEER". Аналитики Е.В. Карташева и Н.И. Чеброва.

Гидротермальные глины Нижне-Кошелевской термоаномалии характеризуются преобладанием в них монтмориллонита и хлорит-смектитовых смешанослойных минералов, в среднем, высокой концентрацией пирита и минералов кремнезема (тридимита, кристобалита и халцедона). Эти глины по минеральному составу больше соответствуют зоне углекислотного выщелачивания, типичной для основной массы глин термальных полей Пау-жетской гидротермально-магматической системы и Камбального вулканического хребта, но с необычно высоким содержанием сульфидов железа и минералов кремнезема (см. ниже). Глины содержат также полевые шпаты, магнетит и титаномагне-тит, небольшую примесь гетита и гематита. В разрезе ближе к дневной поверхности отмечаются каолинит, барит, ярозит, другие сульфаты Fe, Al, Mg и Ca. Химический состав глин, образованных в пределах остывающего термального поля (НК-5/06ШХ), отличается стабильно ровным содержанием большинства компонентов во всех слоях разреза и высоким содержанием SiO_2 (табл. 3). Химический состав глин в разрезе, приуроченном к высокотемпературной фумароле (НК-11/06ШХ), напротив, изменчив по основным компонентам: верхний интервал больше ассоциирует с горизонтом "синих глин" (табл. 2), в слоях у основания толщи заметно растет содержание железа и сумма щелочей, при относительно ста-.

бильном распределении глинозема. Таким образом, на Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении в настоящее время происходит формирование зоны сернокислотного выщелачивания и, по-видимому, горизонта "синих глин". Средняя мощность гидротермальных глин составляет 1.3-1.5 м, что аналогично мощности толщи приповерхностных аргил-лизитов Верхне-Паужетского термального поля.

Таким образом, в результате послойного изучения толщи гидротермальных глин с помощью расчисток, проходки шурфов и бурения колонковых скважин установлено, что приповерхностные аргиллизированные отложения характеризуются зональным, либо в целом неоднородным строением (рис. 4*a-e*). Некоторые рудные, щелочные и редкие элементы образуют повышенные концентрации во всей толще глин, либо на отдельных участках термальных полей или слоях. Гидротермальные глины содержат относительно высокие концентрации большинства химических элементов, представленных на графиках, от $n \ge 10$ до $n \ge 10^3$ выше фоновых значений относительно горных пород Паужетского района [17]. Для глин Нижне-Кошелевской термоаномалии наблюдается тенденция увеличения концентраций элементов к основанию толщи глин, для Верхне-Паужетского поля заметно снижение значений от горизонта "синих глин" к подошве аргиллизитов. Пирит также неравномерно распределен в гидротер-

					Номер	а проб					
Компо- ненты	HK-5/06 IIIX-1	HK-5/06 IIIX-2	HK-5/06 IIIX-3	HK-5/06 IIIX-4	HK-11/06 IIIX-1	HK-11/06 IIIX-2	HK-11/06 IIIX-3	HK-11/06 IIIX-4	HK-11/06 IIIX-5	HK-11/06 IIIX-6	
				Ин	тервал отб	ора проб	М				
	0.1-0.3	0.3-0.5	0.5-0.7	0.7-0.9	0.2-0.4	0.4-0.6	0.6-0.8	0.8-1.0	1.0-1.2	1.2-1.35	
	Содержание компонентов, %										
SiO ₂	55.63	55.81	54.36	54.71	47.93	50.4	50.95	50.72	49.8	49.65	
$A1_2O_3$	17.94	17.42	18.35	17.5	22.97	21.29	17.41	17.5	15.61	16.17	
Fe ₂ O ₃	6	6.29	6.69	7.19	5.62	5.69	7.17	7.85	9.12	10.25	
FeO	0.86	0.64	0.79	0.5	1	0.93	1.36	129	1.72	1.72	
CaO	0.94	1	1.04	1.08	0.252	0.586	1.95	1.94	2.24	3.09	
MgO	2.89	3.25	2.99	3.15	1.29	1.54	2.58	2.22	2.73	3.35	
Na ₂ O	0.143	0.123	0.148	0.134	0.27	0.236	0.224	0.348	0.182	0.554	
TiO ₂	1.45	1.21	1.44	1.31	1.35	1.22	0.896	1.14	0.906	1.05	
K ₂ O	0.184	0.163	0.22	0.143	0.272	0.484	0.88	1.38	0.968	0.695	
MnO	0.087	0.094	0.122	0.114	0.042	0.059	0.118	0.103	0.122	0.161	
P_2O_5	0.028	0.031	0.052	0.038	0.162	0.112	0.441	0.42	0.568	0.624	
ппп	13.35	13.67	13.43	13.88	17.23	16.06	14.73	13.71	14.13	11.6	
Сумма	99.502	99.701	99.632	99.749	98.388	98.607	98.709	98.621	98.096	98.914	

Таблица 3. Химический состав гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии в вертикальных разрезах толщи

Примечание. Химический анализ выполнен в АЦ ИВиС ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе "S4 PIONEER". Аналитики Е.В. Карташева и Н.И. Чеброва.

глинах: на Верхне-Паужетском мальных термальном поле он концентрируется в горизонте "синих глин" и рассеян в выше- и нижележащих слоях; на Нижне-Кошелевской термоаномалии пирит относительно равномерно распределен по всему разрезу глин. Исключение составляют разрезы, полученные на низкотемпературной (20°С) остываюгидротермальной площадке (шурф шей НК-5/06ШХ) и, наоборот, в пределах прогретой сухим паром крупной воронки взрыва (шурф НК-1/06ШХ). В первом случае пирит содержится в малых концентрациях и относительно равномерно рассеян в монт-мориллонитовых глинах, во втором намечается скопление пирита в близповерхностных условиях и образование горизонта "синих глин" (?) на локальном участке Нижне-Кошелевской термоаномалии. Вызывает особый интерес разрез в точке НК-11/06ШХ (рис. 4е). В связи с тем, что место заложения скважины приурочено к высокотемпературной фумароле (105°С), вокруг которой образуется серный купол, основание разреза (0.8 - 1.35)м) отличается высокой проницаемостью для паро-газо-вой смеси. К подошве толщи резко уменьшается

количество гидротермальной глины, начинают преобладать несцементированные обломки пород размером от 1-3 до 7-10 см и дресва сухой глины. Обломки пород И глины пропитаны криптокри-сталлическим кварцем и пиритом. В "корневая" ланном месте вскрыта зона высокотемпературной па-ро-газовой струи, при которой происходит охлаждении отложение коллоидного кремнезема и образование сульфидов железа.

Пирит, выделенный с помощью шлихового анализа из каждого слоя глин, имеет следующие общие характеристики. Наиболее типичны для всех разрезов мелко-среднезернистые агрегаты. Кристаллы пирита в них, как правило, деформированы: трещиноваты, характерны сколы и следы смятия. Размеры кристаллов колеблются, в основном, в пределах 0.01—0.5 мм, преобладает алевритовая фракция, отдельные зерна или агрегаты редко достигают 1.0-1.5 мм. Кроме пирита в большинстве проб содержатся кварц (тридимит, кристобалит, халцедон), стекло, лимонит, гематит, барит, магнетит, отдельные зерна некоторых других минералов. Пирит, отобранный из илистых отложений



Рис. 4. Геологические разрезы толщи гидротермальных глин Паужетского (а) и Нижне-Кошелевского (5-е) геотермальных месторождений. 1 - гидротермальные глины зоны углекислотного выщелачивания (а, б, е, д, е); 2 - то же, сернокислотного (a-e); 3 - глины с высоким содержанием пирита (а, б, е, д, е); 4 - интервалы разрезов, сложенные гидротермальной глиной, обломками пород и пиритом (e); 5 - то же, с меньшим количеством глины (e); 6 - интервалы разреза, сложенные окремненными обломками пород и пиритом, глина отсутствует (e); 7 - интервалы разреза, сложенные обломками пород и гидротермальной глиной (a); 8 - зона трещиноватости, вскрывающая сухой пар (г).

грязевых котлов, отличается размерами зерен (менее 0.01 мм) и не обычным цветом - темно-желтым, до серо-коричневого, по-видимому, за счет образования пленок окисления. Некоторые разре-

зы (прежде всего, НК-10/06ШХ) выделяются наличием хорошо ограненных кристаллов пирита кубической формы и ассоциацией пирита, прежде всего, с минералами кремнезема. В отдельных пробах

48

№ пробы	Глубина отбора, м	Аи, г/т	Ba 10 ⁻³ %	Ni 10 ⁻³ %	Co 10 ⁻³ %	V 10 ⁻³ %	Pb 10 ⁻³ %	Cu 10 ⁻³ %	Zn 10 ⁻³ %	Ag 10 ⁶ %	As 10 ⁻³ %
НК-1/06ШХ	0.1-0.3	0.054	20	06	4	2	6	30	10	100	-
НК-1/06ШХ-1	0.7-0.9	0.013	20	1	4	1	3	10	3	8	-
НК-1/06ШХ-2	0.5-0.7	0.16	20	06	3	1	3	15	3	8	-
НК-1/06ШХ-3	0.3-0.5	0.21	60	1	6	2	2	30	4	10	-
НК-2/06ШХ	0.1-0.3	0.014	10	03	3	2	5	10	8	60	-
НК-3/06ШХ	0.1-0.3	0.027	30	2	10	1	10	30	10	10	-
НК-6/06ШХ	0.1-0.3	0.043	300	03	4	1	4	30	4	8	-
НК-7/06ШХ	0.1-0.3	0.009	30	5	20	2	4	50	3	8	-
НК-8/06ШХ-1	0.1-0.3	0.019	10	3	10	1	5	30	4	8	-
НК-8/06ШХ-2	0.3-0.5	0.0094	10	4	10	1	4	30	5	6	-
НК-8/06ШХ-3	0.5-0.7	0.0076	30	4	10	1	3	30	20	6	-
НК-8/06ШХ-4	0.7-0.9	0.0094	20	3	10	2	3	30	10	8	-
НК-10/06ШХ-1	0.1-0.3	0.055	10	06	4	2	2	8	8	6	-
НК-10/06ШХ-2	0.3-0.5	0.0037	10	06	3	-	3	30	8	6	-
НК-10/06ШХ-3	0.5-0.7	0.05	10	1	6	1	3	10	6	10	-
НК-10/06ШХ-4	0.7-0.9	0.004	20	1	8	-	3	20	6	6	-
НК-10/06ШХ-5	0.9-1.1	0.0054	15	2	10	-	3	20	6	10	-
НК-10/06ШХ-6	1.1-1.3	0.0072	10	06	3	-	5	30	10	6	10
НК-11/06ШХ-1	0.2-0.4	0.032	600	2	6	-	5	30	3	10	10
НК-11/06ШХ-2	0.4-0.6	0.016	40	3	10	1	2	10	4	10	-
НК-11/06ШХ-3	0.6-0.8	0.0079	30	6	10	30	2	10	15	8	10
НК-11/06ШХ-4	0.8-1.0	0.047	20	08	4	40	3	15	6	8	10
НК-11/06ШХ-5	1.0-1.2	0.14	60	08	4	50	3	20	6	8	-
НК-12/06ШХ	0.1-0.3	0.035	15	3	20	3	06	5	10	6	-
НК-13/06ШХ	0.1-0.3	1.06	10	1	6	5	2	100	К)	6	-

Таблица 4. Содержание Au, Ag и др. элементов в монофракциях пирита, отобранного из приповерхностного горизонта и вертикальных разрезов гидротермальных глин на Нижне-Кошелевской термоаномалии

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН: атомно-абсорбционный на Au, аналитик Г.И. Щербакова; спектральный приближенно-количественный - на остальные элементы, аналитик Н.Е. Смолянская. Прочерк - содержание элемента ниже предела обнаружения данным методом.

(НК-5/06ШХ) отмечено замещение пиритом микроорганизмов, образующих типичные формы микротрубок. В целом, для пирита Нижне-Кошелевской термоаномалии характерна ассоциация его с опалом, тридимитом, кристобалитом, халцедоном и кварцем. Для разреза глин Верхне-Паужетского термального поля типичен более широкий спектр образующихся совместно с пиритом минералов, но при этом в каждом слое отмечено устойчивое высокое содержание гематита, не характерного для глин Нижне-Кошелевского месторождения. Кроме того, в глинах последнего отмечен ярко-красный минерал в виде аморфных натечных агрегатов и затвердевших капель, заполняющих пустоты между кристаллами пирита (разрез НК-11/06ШХ и НК-16/06ШХ): вероятнее всего, это киноварь. Косвенным подтверждением данному заключению являются высокие, до ураганных, концентрации ртути в глинах термоаномалии. Минералы ртути в отложениях фумарольных и сольфатарных полей встречаются редко [22, 23]. Но на термодинамическом барьере в приповерхностном горизонте зоны гипергенеза в условиях циркуляции кислых и ультракислых сульфатных растворов и избытка серы могут формироваться сульфиды ртути [34]. Так, при изучении сольфатарных полей вулкана Менделеева (о-в Кунашир) в окремненных дацитовых туфах диагностированы кристаллы марказита, галенита, антимонита, кристобалита, метациннабарита и киновари [18].

Мономинеральные пробы пирита Нижне-Кошелевской термоаномалии характеризуются повышенным, относительно средних концентраций в горных породах [1], содержанием золота: выделяются разрезы гидротермальных глин НК-1/06ШХ (прогретая сухая воронка взрыва - рис. 3) и НК-11/06ШХ

РЫЧАГОВ и др.

	F-										
№ пробы	Au, г/т	Ba 10 ⁻³ %	Ni 10 ⁻³ %	Co 10 ⁻³ %	V 10 ⁻³ %	Pb 10 ⁻³ %	Cu 10 ⁻³⁰ ⁄0	Zn 10 ⁻³ %	Ag 10 ⁻³ %	Zr 10 ⁻³ %	As 10 ⁻³ %
ЮКБ-1/04п	0.02	-	0.8	2	-	4	20	40	30	-	-
ЮКЦ-1/04п	0.022	-	8	10	1	2	50	60	80	0.5	-
ЮКЦ-3/04П	0.02	10	6	5	3	1	10	40	50	0.4	-
ЮКД-1/04-1п	0.066	10	3	4	-	1.5	80	40	30	0.1	-
ВхПП-1/04н	0.08	300	4	4	20	5	5	30	200	30	-
ВхПП-2/04п	0.056	60	10	15	50	60	150	100	300	50	-
ВПП-1/04п	0.19	600	8	8	6	5	10	40	80	1	150
СКП-1/04п	0.02	30	8	8	30	3	8	50	50	50	-
ЦКП-2/04-1п	0.02	10	8	10	5	5	100	10	20	2	-
ЦКП-2/04-2п	0.02	30	6	6	3	6	200	50	50	0.4	-

Таблица 5. Содержание Au, Ag и др. элементов в монофракциях пирита, отобранного из приповерхностного горизонта гидротермальных глин ("синих глин") на термальных полях Паужетского геотермального месторождения и Камбального хребта

Примечание. ЮКБ - Южно-Камбальное Ближнее термальное поле, 10КЦ - то же, Центральное; ЮКД - то же, Дальнее; ВхПП - Верхне-Паужетское, ВПП - Восточно-Паужетское, СКП - Северо-Камбальное, ЦКП - Центрально-Камбальное термальные поля. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН: атомно-абсорбционный на Аи, аналитик Г.И. Щербакова; спектральный приближенно-количественный - на остальные элементы, аналитик Н.Е. Смолянская.

Таблица 6. Средние значения концентраций Au, Ag, Hg и др. элементов в различных типах отложений в зоне ги-пергенеза геотермальных месторождений Южной Камчатки

	Au,	г/т	Hg,	10-7%	Ag,	10-30%	Ba, 10	-30/0	B, 10 ⁻³	30%
Тип отложений										
	Пауж	Н-Кош	Пауж	Н-Кош	Пауж	Н-Кош	Пауж	Н-Кош	Пауж	Н-Кош
Горные породы	0.001/32	0.001/32	16/220	16/220	-	-	-	-	-	-
Метасоматиты	0.002/35	0.002/35	75/68	75/68	-	-	-	-	-	-
Гидротермальные	0.043/7	0.016/44	1558/40	32600/30	50.2/20	9.8/52	35.8/12	47.3/47	24.9/22	3.33/50
глины Пирит	0.051/10	-	7280/57	-	89.0/10	-	106.0/10	-	47.6/10	-
Кремнистые осадки	0.101/48	-	18.5/17	-	1215/29	-	< 10/30	-	242.9/28	-
Соли (сульфаты, алюмосиликаты)		0.013/7	_							

Примечание. Пауж- Паужетское, Н-Кош- Нижне-Кошелевское геотермальные месторождения. В числителе- концентрации элементов, в знаменателе - количество определений. Прочерк - не определялось. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН (атомно-абсорбционный на Au, аналитик Г.И. Щербакова; приближенно-количественный спектральный на Аg, Ba, B, аналитик Н.Е. Смолянская) и ИВиС ДВО РАН (атомно-флюоресцентный на Hg, аналитик И.И. Степанов).

(высокотемпературная фумарола). В основании толщи гидротермальных глин концентрации золота в мономинеральных пробах пирита достигают 0.14 г/т. Состав пирита характеризуется и повышенными значениями содержаний Ва, Рb, Сu и Ag (табл. 4). Ранее нами был получен ряд данных по распределению рудных элементов в пирите, образующемся в верхнем горизонте гидротермальных глин на термальных полях Камбального хребта и Паужетского геотермального месторождения (табл. 5). Устойчивыми повышенными концентрациями Au, Ag, Pb и других металлов выделяются, прежде всего, мономинеральные пробы пирита термальных полей Паужетского месторождения, а также Центрально- и Южно-Камбальных термопроявлений. В целом, по результатам спектрального анализа и пирит, и гидротермальные глины содержат повышенные концентрации рудных элементов. По результатам определения химического состава пирита на микрозонде Сатевах содержание микроэлементов в зернах пирита (Au, Te, Bi, Pb, Hg) колеблется, в основном, в пределах ошибки метода анализа, что не позволяет утверждать о наличии этих элементов в какой-либо форме внутри зерен пирита.

На дневной поверхности Нижне-Кошелевской термоаномалии диагностированы солевые отложения, образующиеся вокруг парогазовых выходов в ассоциации с описанными выше новообразования-

ми (устное сообщение д.г.-м.н. проф. С.К. Филатова и Д.С. Рыбина, кафедра кристаллографии СПб-

ГУ, г. Санкт-Петербург). Соли представлены, в основном, сульфатами железа, алюминия, магния и кальция, иногда они ассоциируют с пиритом и монтмориллонитом (?), на остывших термальных полях за пределами современной термоаномалии определены алюмосиликаты (альбит). На установленном нами за пределами термоаномалии единственном участке разгрузки глубинных термальных вод (проба HK-1/06 - табл. 1), имеющем, возможно, техногенное происхождение (наведенная разгрузка из ствола скважины № 10 или № 10ДП [27]), диагностирован кальцит. Солевые отложения, образующиеся на современных прогретых термальных площадках, содержат повышенные концентрации золота (до 0.03 г/т) [34].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В зоне гипергенеза геотермальных месторождений образуются гидротермальные глины, кремнистые осадки (в некоторых случаях — травертины), в т.ч. искусственные при сбросе на рельеф пароводяной смеси из скважин, солевые выпоты, донные отложения, пирит. Эти новообразования, по сравнению с породами и метасоматитами, являются хорошими сорбентами многих химических элементов и их соединений, транспортируемых в составе газов и водной фазы (табл. 6). В условиях кислой и слабо кислой водной среды и вследствие, в целом, низких концентраций макро- и микроэлементов (общая минерализация растворов составляет, в среднем, не более 2-3 г/л) логично предположить, что одним из источников рудных, щелочных и редких элементов являются вмещающие породы и метасоматиты. В частности, такими метасоматитами служат кварцадуляровые новообразованные породы, широко развитые в приповерхностных и глубинных зонах кипения гидротерм [11]. Исключением, в первую очередь, является ртуть, концентрации которой в глинах достигают ураганных значений (до n x 10⁻²%) [34] при фоновых содержаниях ($n \ge 10^{-7}$ %) в породах [36]. Такие концентрации могут быть обеспечены только за счет глубинного (по-видимому, магматического) источника [34, 36]. Вероятно, и ряд других элементов, прежде всего Аи, поступает к дневной поверхности в составе формирующихся в нижних водоносных горизонтах парогидротерм [33, 38]. В пользу этого вывода непосредственно свидетельствуют высокие содержания рудных элементов в глубинных термальных водах Паужетского месторождения, достигающие: Au - 0.07 мкг/л, Ag -10 мкг/л, As - 1000 мкг/л [17]. Но роль вышележащих вмещающих пород, в первую очередь, гидротермально измененных, в перераспределении элементов представляется высокой.

Изучение разрезов гидротермальных глин, образующих на дневной поверхности термальных полей Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений практически непрерывную толщу мощностью, в среднем, 1.3-1.5 м, а также исследование распределения, морфологических свойств и состава пирита, отобранного на термальных полях Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района, позволяет сделать некоторые предварительные обобщения.

В разрезах гидротермальных глин Паужетского месторождения на глубине от 15-20 до 30-50 см выделяется приповерхностный горизонт "синих глин" (насыщенных пиритом [38]), который служит геохимическим барьером для Au, Ag, Hg и других рудных элементов, что было установлено ранее [17]: средние содержания Аи в этих отложениях составляют от 6 до 10 мг/т, отдельные пробы содержат до 500 мг/т Ag, до 60 г/т Sb, до 300 г/т As. В.Д. Пампура и А.А. Хлебникова называют этот геохимический барьер субповерхностным сульфидным барьером [25]. Поровые воды горизонта "синих глин" относятся к сульфатно-хлоридным ультракислым и кислым (рН = 1.0-3.2) водным растворам с высокими концентрациями Mn (1-12 мг/л), Fe (10-580 мг/л), Zn (4-340 мг/л), Cu (0.4-33 мг/л) и Au (0.39-1.4 мкг/л) [25]. Здесь происходит смена окислительно-восстановительного потенциала и температурного режима растворов. Г. Эверс и Р. Кейс показали, что отложение золота из горячих источников в субповерхностных условиях определяется уменьшением содержания в водах H₂S вследствие вскипания растворов: низкие значения pH (до 5) дестабилизируют бисульфидные комплексы и приводят к осаждению сульфидов As и Sb [41]. В начальной стадии образования сульфидов их коллоидная форма является эффективным концентратором Au, As и Sb [17].

Такого, ярко выраженного, горизонта "синих глин" в приповерхностных аргиллизитах Нижне-Кошелевской термоаномалии не выделено. Здесь пирит широко распространен в разрезах всей толщи глин на горячих участках, но он относительно равномерно распределен по слоям толщи. Вероятно, это обусловлено особенностями эволюции и температурного режима Кошелевской гидротермально-магматической системы, в структуру которой входит Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение: по нашим представлениям система находится на начальном (прогрессивном, высокотемпературном) этапе развития [29], Паужетская гидротермально-магматическая система и одноименное геотермальное месторождение — на регрессивном этапе [14, 29, 38].

Залегающие на дневной поверхности аргиллизиты Паужетских термальных полей существенно отличаются от таковых Нижне-Кошелевской термоаномалии минералогическим и химическим составом. На термальных полях Паужетского месторождения и Камбального хребта под верхним слоем каолинит-лимонитовых глин зоны серно-

кислотного вышелачивания мощностью 10-30 см залегает горизонт "синих глин" (насыщенных пиритом) средней мощностью 20 см, ниже формируются монтмориллонит-смектитовые глины с гематитом, пиритом, ярозитом, баритом и другими минералами. Мощность последнего горизонта, не имеющего ярко выраженных слоев, составляет >100 см. Приповерхностные аргиллизиты Нижне-Кошелевской термоаномалии практически не имеют зонального строения. Зональность образуется только на отдельных участках структуры. Преобладающими минералами являются монтмориллонит, смешанослойные иллит-смектиты и хлорит-смектиты, относительно равномерно рассеянный пирит и минералы кремнезема. Количество последних резко возрастает в основании толщи аргиллизитов на проницаемых для высокотемпературной пароводяной смеси участках. гле происхолит высаживание силикагеля и последующая кристаллизация его в тридимит, кристобалит и халцедон. В зоне сернокислотного выщелачивания, на самой дневной поверхности, кроме каолинита, лимонита и самородной серы, в настоящее время образуются сульфаты (барит, гипс, ярозит) и высококремнистые цеолиты. Эта зона, по-видимому, требует к себе повышенного внимания исследователей вследствие установленной в ней высокой минерализации поровых растворов [21] и выделенного нами широкого спектра вторичных минералов, обладающих хорошими сорбционными свойствами.

Гидротермальные глины Нижне-Кошелевского геотермального месторождения характеризуются повышенными относительно горных пород и метасоматитов концентрациями ряда элементов (Au, Hg, Ba, Sr, Pb, Cu, Zn, Ag) и общей тенденцией увеличения содержаний элементов к основанию толщи глин. Это свидетельствует в пользу их высокой адсорбционной (абсорбционной ?) способности. При этом адсорбентами (абсорбентами ?) могут быть широко развитые в толще глин алюмосиликаты (прежде всего, высококремнистые цеолиты и иллит-смектиты [16]), сульфаты, а также пирит [35]. Ручным колонковым бурением в толще гидротермальных глин вскрыта корневая зона парогазовой струи (точка НК-11/06ШХ). Зона отличается высокой проницаемостью для восходящего газово-жидкого потока и сложена окремненными и пиритизированными обломками пород и глиной, количество которой на глубину резко уменьшается. Глина с глубиной теряет пластичность, насыщается кремнеземом и не цементирует обломки пород. Этот разрез выделяется среди других разрезов повышенными содержаниями рудных элементов в твердом субстрате (обломках и глине). Наблюдается устойчивый рост концентраций Аи на глубину, что может быть связано с выпалением здесь из пароводяной смеси силикагеля (с последующей кристаллизацией его в тридимит, кристобалит и халцедон), являющегося хорошим сорбентом благородных металлов, полиметаллов и редких элементов [5,40].

Пирит, образующийся в толще гидротермальных глин, в основном, находится в форме сложных агрегатов. Свободная, кубическая форма кристаллов характерна для отдельных разрезов глин, в которых пирит ассоциирует с минералами кремнезема (тридимитом, кристобалитом и халцедоном). В целом, для Нижне-Кошелевской термоаномалии характерна ассоциация пирита с минералами кремнезема, в то время, как для Верхне-Паужетского термального поля — пирита с гематитом. Глины Паужетского месторождения формируются, вероятно, в течение более длительного времени, о чем свидетельствует и широкий спектр ассоциирующих с пиритом минералов. Все это свидетельствует о различных геохимических условиях образования гидротермального пирита на Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении и другой геологической структуры - Паужетского месторождения и Камбального вулканического хребта. Причины такого различия могут быть связаны с особенностями строения, местоположением и типом источника теплового и рудного питания объектов, продолжительностью формирования толщи гидротермальных глин, различием в физикохимических и температурных параметрах геотермальной среды.

Низкие концентрации элементов, неравномерность (случайность?) и точечный характер распределения Au и Hg в срезах зерен пирита на фоне высоких (до 0.1-1.0 г/т) содержаний элементов в монофракциях (валовых пробах) минерала по данным атомно-абсорбционного, спектрального и атомнофлюоресцентного анализов может свидетельствовать о нахождении элементов в форме микрочастиц - золотин и капелек самородной ртути в дефектных структурах кристаллов: трещинах, сколах, порах и участках микродеформаций. Нет оснований предполагать возможность изоморфного вхождения Au и Hg в структуру пирита, но не вызывает сомнений тот факт, что рудные элементы попадают в зерна новообразованного пирита из геотермальной среды [35] (при этом в данной статье мы не ставим целью определить возможные источники поступления рудных элементов в гидротермальные растворы и не обсуждаем механизмы взаимодействия растворминерал).

Анализ данных химического состава монофракций и отдельных зерен пирита различными методами позволяет акцентировать внимание на возможной большой роли поверхности кристаллов и агрегатов сульфидов железа в концентрировании микрокомпонентов. В последние годы в рамках наноминералогии развивается новое научное направление, одним из достижений которого является выделение на кристаллах гидротермально синтезированных пирита и пирротина "неавто-

номных фазовых образований" [2,39]. Неавтономные фазовые образования имеют вид тонких (мощностью от микрометров до ангстремов) минеральных пленок, отличающихся химическим составом и структурой от основного кристалла и накапливающих микроэлементы (Au, Ag, As, Cd) с коэффициентом обогащения по сравнению с объемом кристаллов сульфидов ~10⁴ [39]. Показано, что особенностью таких минеральных образований является стремление к избыточному растворению примесей, что повышает их устойчивость в системе "водный раствор - минерал". При изменении термодинамических условий и состава гидротермальных растворов эти минеральные образования становятся неустойчивыми и служат своеобразным источником рудных элементов для нового флюида [2, 39]. Следовательно, на поверхности кристаллов пирита могут образовываться неавтономные минеральные фазы, имеющие большое "самостоятельное" значение в геохимии активных геотермальных минерало-рудообразующих процессов.

В целом, необходимо отметить, что образующийся на дневной поверхности в пределах геотермальных полей чехол гидротермальных глин является мощным, широко распространенным и своеобразным геологическим образованием, значение которого в аккумуляции и перераспределении химических элементов и их соединений предстоит оценить на современном уровне исследований. Продолжение этих исследований может позволить найти механизмы сорбции рудных элементов зернами (агрегатами) пирита и глинистыми минералами в условиях современных гидротермальных процессов при контрастных термодинамических и физико-химических параметрах среды.

Авторы признательны Г.П. Королевой, В.Г. Пушкареву, Е.Г. Калачевой, А.В. Бологову, Д.С. Рыбину и другим своим коллегам за помощь в проведении полевых работ; сотрудникам аналитических и исследовательских лабораторий Института геохимии СО РАН и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Г.П. Сандимировой, Г.И. Щербаковой, Н.Е. Смолянской, О.В. Шульге, Е.В. Карташевой, Н.И. Чебровой, В.П. Коростелевой и Е.И. Сандимировой за большой объем точных аналитических исследований; Н.П. Егоровой за помощь в подготовке графики; В.А. Ерощеву-Шаку, Г.А. Карпову, В.М. Округину и В.М. Чубарову за конструктивную и благожелательную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-64689а) и Президиума ДВО РАН (проекты № 06-Ш-А-08-332, 07-Ш-Д-08-091 и 06-Ш-В-08-371).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, V) и рудных (Cu, Au) элементов в четвертичных лавах Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 1984. №4. С. 55-66.
- 1. Акимов В.В., Герасимов И.Н., Таусон В.Л. и др. Особенности микроструктуры и химического состава неавтономных фаз на поверхности кристаллов гидротермально синтезированного пирротина // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2006. № 12. С. 1-17.
- 3. Апрелков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки //Тектоника. 1971. № 2. С. 105-111.
- 4. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
- Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Фазлуллин С.М. и др. Кремнезем в высокотемпературных гидро термальных системах областей современного вул канизма // Экологическая химия. 1998. Т. 7. Вып. 3.
 - С. 200-216.
- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулкани ческого массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Юж ной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Ерощев-Шак В.А. Гидротермальный субповерх ностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
- Ерощев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. Глинистые минералы в современных вулкано-гидротермальных системах // Вулканология и сейсмо логия. 2005. № 4. С. 11-24.
- Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996.184 с.
- Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др. Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость-пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 62-78.
- Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутносурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988.183 с.
- 14. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в обла стях наземного вулканизма // Автореф. дис... д. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
- 15. Коробов А.Д. Особенности развития регрессивной смектитизации в пропилитах современных островодужных систем (о. Итуруп, Курилы) // Вулка низм в структурах Земли и различных геодинамических обстановках. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 1992. С. 70-71.

- 16. Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.Ф. и др. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 88-120.
- Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М. Золото и другие рудные элементы в гидротер мальной системе // Структура гидротермальной системы. М: Наука, 1993. С. 238-280.
- 18. Лебедев Л. М., Шурманов Л.П., Никитина И.Б. Но вые данные по минералогии колчеданной залежи на северо-восточном склоне вулкана Менделее ва // Современные гидротермы и минералообразование. М: Наука, 1977. С. 104-122.
- Набоко С.И. Металлоносность современных гид ротерм в областях тектоно-магматической актив ности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидро термальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М: Наука, 1965. С. 76-118.
- 21. Набоко С.И., Филькова Е.М. Вертикальная зо нальность в гидротермальных глинах Паужетки // Бюл. вулканол. станций. 1966. № 41. С. 31-34.
- Неверов Ю.Л. О находке киновари на вулкане Менделеева (о. Кунашир) //Тр. Сах. КНИИ. 1963. Вып. 15. С. 79-82.
- Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г. и др. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова) // Гео логия рудных месторождений. 1969. № 5. С. 17-33.
- 24. Омелъяненко Б.И., Андреева О.В., Воловикова И.М. и др. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слюды как индикаторы гидротер мального генезиса метасоматитов // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзо генных и эндогенных процессов). М.: Наука, 1989. С. 225-236.
- 25. Пампура В.Д., Хлебникова А.А. Условия концен трирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современ ные проблемы теоретической и прикладной геохи мии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 101-110.
- 26. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
- 27. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулка нология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.
- 28. *Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вул канических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
- 29. Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магма тических систем островных дуг // Автореф. дис... д. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- 30. Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Белоусова С.П. Иерархическая система геотермальных рудообразующих структур. Новый взгляд на генерацию геотер мальной энергии в областях современного вулканиз-

ма // Вулканизм и Геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (Улан-Удэ, 5-8 сентября 2006 г.). Иркутск: Изд-во ГИН СО РАН, 2006. Т. 3. С. 761-766.

- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др. Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баран ского (о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 1994. №6. С. 96-112.
- 32. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Роль гидротермальных глин и образующегося в них пи рита в современных рудно-геохимических процес сах на геотермальных полях (Южная Камчатка) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Матер. Всероссийской науч ной конференции. Иркутск: Изд-во Института гео графии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 3. С. 103-108.
- 33. Рычагов С.Н., Королева Г.П., Степанов И.И. Руд ные элементы в зоне гипергенеза месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 37-58.
- 34. Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. По ведение ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Геохимия. 2009.
- 35. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Степанов И.И. Пирит как индикатор структуры современной вы сокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // Вулкано логия и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 43-53.
- 36. Рычагов С.Н., Степанов И.И. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: особен ности поведения ртути в недрах // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 41-52.
- Сандимирова Г.П. Геохимические факторы рас пределения стронция и вариации его изотопного состава в гидротермальных системах // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 196-218.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993.298 с.
- 39. Таусон В.Л., Логинов Б.А., Акимов В.В., Лип ко С.В. Неавтономные фазы как потенциальные источники некогерентных элементов // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 1-4.
- 40. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.671 с.
- 41. *Eurens G.R., Khays R.R.* Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, N.Z. // Econ. Geol. 1977. V. 72. N. 7. P. 1337-1354.
- 42. Rychagov S.N., Belousov V.I., Belousova S.P. Hierarchy System of Geothermal Structures, a New Outlook on Generation and Transport of Geothermal Energy in Modern Volcanism Areas // Geothermal Resources - Se curing Our Energy Future. 2006. V. 30. P. 941-946.

54

Hydrothermal Clays and Pyrite in Geothermal Fields, Their Significance for the Geochemistry of Present-Day Endogenous Processes: Southern Kamchatka

S. N. Rychagov, R. G. Davletbaev, O. V. Kovina

Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia

The studies reported in this paper were carried out in the Pauzhetka and Nizhne-Koshelevskii geothermal fields situated in the southern Kamchatka Peninsula within the Pauzhetka-Kambalnyi-Koshelevskii geothermal area. Layer-by-layer sampling of clays was carried out by stripping, pitting, and hand-operated drilling of core holes in the Verkhne-Pauzhetka thermal field and the Nizhne-Koshelevskii thermal anomaly studied previously by several geological, geophysical, and hydrothermal techniques. The hydrothermal clays were found to compose a nearly continuous sequence on the surface of the thermal field and the thermal anomaly. The sequence has an average thickness of 1.3 to 1.5 m. The chemicaland mineralogic composition of the clays have beencharacter-ized. The concentrations of Au, Hg, Pb and Ag (a total of 41 elements) were determinated in clay layers every 15-20 cm in vertical sections. The elements show inhomogeneous distributions both along strike and in vertical sections of the hydrothermal clay sequence, which can be accounted for by physico-chemical, hydrogeochem-ical, and temperature conditions prevailing during the generation of these clayse in specific areas of the thermal fields. It was found that the hydrothermal clay sequence lying on the ground surface of the geothermal fields has a significance of its own as an independent geologic body; not only is it an aquifer and a heat-isolating go-rizon, but also serves as a dynamically active geochemical barrier in the structure of the present-day hydrothermal system. Pyrite may be concentrator of ore elements in the hydrothermal clays, in addition to sulfates of Ca, Fe, Mg, Ba, and Al, and (possibly) alumosilicates.