

УДК 553.078.2

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГОРИЗОНТА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОГО И ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2008 С.Н. Рычагов¹, Р.Г. Давлетбаев¹, О.В. Ковина¹, Г.П. Королева²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: rychn@kscnet.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, 664033

На примере Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений (Южная Камчатка) продолжено изучение гидротермальных глин, залегающих на дневной поверхности термальных полей. Получены данные о химическом и минералогическом составе гидротермальных глин, распределении благородных, цветных и щелочных металлов в послойных разрезах до глубины 1.7 м. Гидротермальные глины на поверхности термальных полей формируются с участием кислых и слабо кислых гидрокарбонатно-сульфатных растворов смешанного катионного состава. Глины имеют неоднородное строение, что зависит от физико-химических и температурных условий их формирования: приуроченности к fumarолам, пульсирующим источникам, термальным озерам, сухим горячим котлам, остывающим участкам. Разрезы приповерхностного чехла глин Верхне-Паужетского термального поля отличаются относительно однородным составом и образованием горизонта «синих глин» (насыщенных пиритом), гидротермальные глины Нижне-Кошелевской термоаномалии неоднородны по химическому составу и выделяются, в целом, высоким содержанием пирита и минералов кремнезема.

Гидротермальные глины, образующие мощный (в среднем, 1.5-1.7 м) и выдержанный по площади ($\geq n \times 10^4 \text{ м}^2$) горизонт аргиллизированных пород, служат не только теплоизолирующим слоем и верхним водоупором в структуре геотермального месторождения, но и сложным геохимическим барьером. Минералами-концентраторами рудных элементов являются геотермальный пирит, аморфные и кристаллические фазы кремнезема, сульфаты и, вероятно, алюмосиликаты.

Ключевые слова: Южная Камчатка, геотермальное месторождение, глины, термоаномалия.

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальные глины широко распространены в областях современного вулканизма. Этим геологическим образованиям посвящены многие работы, ставшие классическими (Ерошев-Шак, 1992; Коробов, 1994; Набоко и др., 1965; Омеляненко и др., 1989; Русинов, 1989; Hemley, Jones, 1964; Reyes, 1990). Детально исследован минералогический и химический составы глин и аргиллизированных пород, охарактеризованы условия и механизмы образования слагающих их вторичных минералов (Ерошев-Шак и др., 2005; Коробов, 1992; Коробов и др., 1993; Рычагов и др., 1994). Изучена вертикальная зональность гидротермальных глин, формирующаяся в результате «вулканогидротермального литогенеза в определенных гидрогеохимических средах при изменении рН и температур растворов и термальных грунтов»

(Ерошев-Шак, 1992). Реконструирована метасоматическая зональность пород, возникающая в ходе эволюции гидротермальных систем от прогрессивного к регрессивному этапам развития, и показана закономерная смена состава новообразований от вторичных кварцитов и пропицитов трансильванского типа к цеолитизированным и аргиллизированным пропицитам и гидротермальным глинам (Коробов, 1993; Структура..., 1993). Получила развитие идея Д.С. Коржинского об образовании аргиллизированных пород в результате регрессивной направленности гидротермальных процессов (Коржинский, 1951): снижения Р-Т параметров восходящих флюидов и смены геохимического режима.

Таким образом, формирование гидротермальных глин связано с определенными геологическими структурами – гидротермально-магматическими системами (Рычагов, 2003) и происходит как на дневной поверхности, так и в

недрах систем. Бурение геотермальных скважин позволило выделить зоны аргиллизации пород до глубины ≥ 500 м, образующиеся вследствие инфильтрации кислых смешанных гидротерм по разрывным тектоническим нарушениям и границам блоков (Коробов, 1992; Рычагов и др., 1994). В целом, показана роль аргиллизированных пород как индикаторов изменения температурного режима и физико-химических параметров геотермальной среды. Между тем, ранее не акцентировалось должного внимания на одном из важнейших аспектов: гидротермальные глины несут в себе информацию о динамике геохимического режима рудообразующих гидротермально-магматических систем. Нами было показано, что гидротермальные глины, образующие на поверхности геотермальных полей непрерывный чехол мощностью, в среднем, 1.5-1.7 м, являются не только верхним водоупором и тепловым экраном для гидротермальных систем, но и динамически активным геохимическим барьером для ряда металлов и редких элементов (Рычагов и др., 2007). Настоящая статья обобщает следующий этап исследования приповерхностного горизонта гидротермальных глин для понимания их роли в аккумуляции и перераспределении рудных элементов в геотермальных районах областей современного вулканизма.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район входит в состав Южно-Камчатской геотермальной провинции (Аверьев, 1966; Рычагов и др., 2006; Сугробов, 1979). Район отождествляется с долгоживущим вулканическим центром – крупной тектоно-магматической структурой южной оконечности Камчатки, структура развивается с раннего олигоцена по голоцен (Апрелков, 1971; Белоусов, 1978; Долгоживущий..., 1980). Породы района типичны для островодужного комплекса и составляют три структурных яруса (Геолого-геофизический..., 1987). Нижний ярус, олигоцен-среднемиоценового возраста, сложен вулканогенно-осадочными породами и вмещает комплекс интрузивных тел контрастного состава – от габбро до плагиогранитов. Средний ярус, миоцен-плиоценового возраста, представлен осадочно-вулканогенными толщами основного и среднего состава. Верхний ярус отражает четвертичный этап эволюции Курило-Камчатской островной дуги и представлен андезитами и их туфами, а также базальтами и риолитами плейстоцен-голоценового возраста. Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район

включает три основные геологические структуры, определяющие его развитие, положение источников тепла, гидродинамику и формирование отдельных геотермальных месторождений: Паужетскую гидротермально-магматическую систему, Камбальный вулканический хребет (тектоно-магматическое поднятие) и Кошелевский вулканический массив.

Паужетская гидротермально-магматическая система расположена в одноименной вулканотектонической депрессии четвертичного возраста размером в плане до 20×25 км (Структура..., 1993). Восточный фланг депрессии осложнен тектоно-магматическим поднятием **Камбального вулканического хребта**, контролирующим три группы современных термальных полей (Северо-, Центральное- и Южно-Камбального). С юга замыкает эту структуру одноименный действующий вулкан (рис. 1). Тектоно-магматическое поднятие представляет собой систему последовательно вздернутых блоков пород с ростом амплитуды поднятия к оси хребта. Суммарная амплитуда поднятия составляет 1000-1200 м, исходя из анализа положения пород Верхне-Паужетской подскиты в структуре геотермального района (Структура..., 1993).

Кошелевский вулканический массив образован за счет эволюции крупного периферического магматического очага, сформировавшегося на пересечении крупнейших южно-камчатских разломных зон (Вакин и др., 1976; Лебедев, Декусар, 1980; Поздеев, Нажалова, 2008). Массив сложен

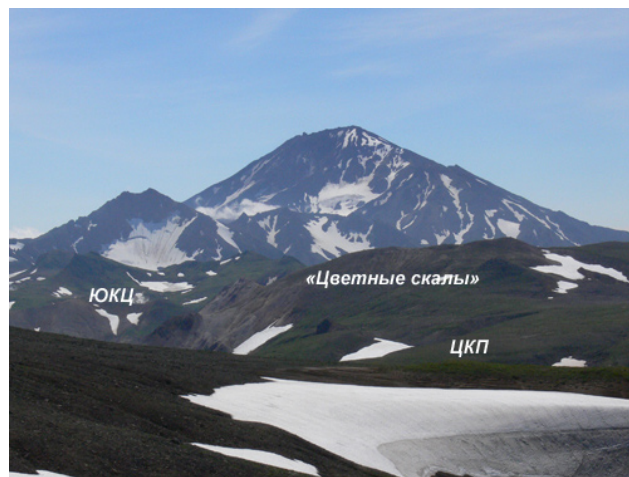


Рис. 1. Вулканический хребет Камбальный и одноименный действующий вулкан (на заднем плане). ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное термальное поле (видна фумарольная активность), «Цветные скалы» – гидротермально измененные породы района Южно-Камбального Ближнего термального поля, ЦКП – место расположения Центрально-Камбального термального поля. Фото С.Н. Рычагова. Местоположение района исследования показано на врезке рисунка 3.

постройками семи вулканов (рис. 2), имеющих возраст от нижнечетвертичного до голоценового и состав пород от основного до кислого (преимущественно, среднего) (Вакин и др., 1976). В целом, это типичный, но сложный андезитовый вулкан, локализованный на границе южно-камчатского и северо-курильского сегментов островной дуги, разделенных сквозькоровыми проницаемыми разломами на крупные региональные тектонические блоки. На сквозькоровый характер разломов на данном участке структуры Южной Камчатки указывают геофизические данные, результаты изотопно-геохимических исследований, сведения о наличии восходящих потоков углеводородов, включая тяжелые (Долгоживущий..., 1980; Кононов, 1983; Писарева, 1987; Поляк и др., 1979). Исследования проведены на Паужетском и Нижне-Кошелевском геотермальных месторождениях и Южно-Камбальном термопроявлении.

Паужетское геотермальное месторождение является одним из наиболее изученных на Камчатке (Белоусов, 1978; Жатнуев и др., 1996; Паужетские..., 1965; Структура..., 1993). Его установленная мощность составляет 11 МВт_г, прогнозная ≥ 60 МВт_г в расчете на 100 лет эксплуатации (Стратегия..., 2001). На месторождении выделяется несколько поверхностных термоаномалий, существовавших до начала эксплуатации. Верхне-Паужетское термальное поле является наиболее крупным (100×150 м в плане). По данным бурения глубоких скважин установлено, что геологическая структура этого участка месторождения представляет собой тектоно-магматическое поднятие четвертичного возраста, определяющее движение восходящего локального потока хлоридно-натриевых термальных вод и образование мощной и длительно эволюционирующей зоны перехода жидкость-пар (Жатнуев и др., 1991). Вследствие активизации новейших тектоно-магматических и гидротермальных процессов под термальным полем на глубине от 50 до 150 м в туфах и туффилах Средне-Паужетской подсветы образованы гидротермально-метасоматические брекчи кварц-адулярового состава, к которым приурочены комплексные геохимические аномалии (Au, Ag, As, В, К, Li, Rb). Таким образом, термальное поле представляет собой современную природную лабораторию и может служить научным полигоном для проведения натуральных минералого-геохимических экспериментов.

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение разведано в 1975-1984 гг. Его прогнозные ресурсы оценены в 210 кг/сек сухого пара или 90 МВт электрической мощности (Писарева, 1987). В результате бурения скважин до глубины 1500 м установлено, что основной особенностью



Рис. 2. Кошелевский вулканический массив (вид со стороны Паужетского геотермального месторождения). Фото С.Н. Рычагова.

месторождения является наличие мощной зоны перегретого пара. Это обстоятельство ставит данный объект в ряд крупнейших пародоминирующих геотермальных месторождений Мира, таких как Гейзерс (США) и Лардерелло (Италия) (Lund et al., 2005; Manzella et al., 1995). На дневной поверхности зона пара выходит в виде компактной (250×500 м), но мощной (25000 ккал/сек) термоаномалии (Вакин и др., 1976). Дополнительный интерес к месторождению возник за счет обнаружения в его термальных водах высокого содержания метана и тяжелых углеводородов, в т.ч. C₇H₁₂ (Лебедев, Декусар, 1980). Содержание CH₄ в паро-газовой смеси в скважине П-3 в течение нескольких лет после бурения колебалось в пределах 37-67 об.%. Предварительные исследования залегающих на дневной поверхности гидротермальных глин позволили наметить связь между глубинными геотермальными и приповерхностными минералого-геохимическими и гидрогеохимическими процессами (Рычагов и др., 2007).

Южно-Камбальное термопроявление из всех геотермальных структур Камбального хребта расположено ближе всего к вулкану и предположительно имеет связь с его периферическим магматическим очагом (Сывороткин, 1993). Оно состоит из трех крупных термальных полей, каждое из которых отличается геологическим строением и морфоструктурой. Южно-Камбальное Центральное термальное поле локализовано в кольцевой структуре диаметром 500-600 м, вероятно, представляющей собой кратер верхнечетвертичного андезитового вулкана, поскольку по всему обрамлению структуры вскрываются породы жерловой фации (агломератовые туфы и брекчи) среднего состава. Разгружающиеся здесь термальные воды отличаются высокими содержаниями Au и низкими отношениями

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что указывает на наличие глубинного флюида, участвующего в формировании терм (Королева и др., 1993; Сандиминова, 1993). Гидротермальные породы и глины этого поля также характеризуются высокими концентрациями Au, Ag, Hg, щелочных металлов.

Отмеченные особенности объектов ставят их в ряд уникальных геологических структур, углубленное исследование которых позволит решить новые фундаментальные научные и прикладные задачи в области геотермии и современного минерало-рудообразования. Все это предопределило интерес авторов статьи к изучению приповерхностного горизонта гидротермальных глин, несущего информацию о глубинных флюидных процессах, на примере данных объектов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевое изучение объектов исследований состояло в выборе участков с контрастными температурными и физико-химическими условиями образования глин для заложения шурфов и скважин, проходке шурфов и скважин колонкового бурения ручным способом до глубины 1.7 м, детальном описании разрезов гидротермальных глин и послонном отборе проб в среднем через каждые 15-20 см (вес пробы составил 1.0-1.5 кг). Было проведено также гидрогеохимическое опробование на площади термоаномалий с целью характеристики состава, условий формирования парогидротерм и возможных механизмов их взаимодействия с приповерхностными аргиллизированными породами. Пробы глин из каждого слоя разрезов отмыты до серого шлиха (средний объем пробы составлял 0.01 м³ при весе 16-24 кг).

Лабораторные исследования включали общее описание минерального состава гидротермальных глин и минерального состава шлихов с помощью бинокулярного микроскопа МПСУ-1, количественный минералогический анализ глин стандартным рентгенографическим методом, изучение состава и структуры гидротермальных глин с помощью растрового электронного микроскопа LEO 1450VP, оснащенного энерго-дисперсионным спектрометром INCA 300; химический анализ глин методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе «S4 PIONEER»; спектральный приближенно-количественный анализ гидротермальных глин и монофракций пирита (всего – 38 элементов); атомно-абсорбционный анализ глин и пирита на определение содержания в них Au; атомно-флуоресцентный анализ концентраций Hg в глинах и пирите; определение концентраций и изотопного состава стронция в термальных водах (ICP MS); общий химический анализ

термальных вод, и другие виды аналитических исследований.

Лабораторные исследования проведены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и на кафедре инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Общая характеристика гидротермальных глин. Работы выполнены непосредственно на Верхне-Паужетском, Южно-Камбальном Центральном термальных полях и Нижне-Кошелевской термоаномалии. Ранее получены общие характеристики приповерхностного горизонта гидротермальных глин Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района: их распространение, мощности слоев, химический и минералогический составы, зональность (Коробов и др., 1993; Набоко и др., 1965; Рычагов и др., 2007). В целом, горизонт представлен двумя зонами: сернокислотного выщелачивания в интервале глубин от 0 до 0.2-0.3 м и углекислотного выщелачивания глубже 0.2-0.3 м. Глины в зоне сернокислотного выщелачивания имеют пеструю окраску и сложены минералами: диоктаэдрический смектит + каолинит + пирит + кварц (или другие минералы кремнезема) + самородная сера + ярозит + гейландит + отдельные минералы, попавшие в глины при разрушении вмещающих пород (лав и туфов андезитов). Зона углекислотного выщелачивания составляет большую часть толщи глин и сложена, в основном, монтмориллонитом, определяющим зеленовато-серую окраску. Из других минералов в состав входят пирит, гематит, гетит (гидрогетит), полевые шпаты, магнетит, титаномагнетит, кварц, хлорит-смектиты, иллит-смектиты. Между этими зонами, как правило, располагается слой «синих глин», получивших свое название вследствие высокого содержания мелко-тонкорасеянного пирита (Структура..., 1993). «Синие глины» образованы на субаквальной термодинамическом барьере и выделяются относительно высокими концентрациями Au, Ag, Hg, щелочных металлов (Королева и др., 1993; Пампура, Хлебникова, 1987; Рычагов и др., 2007). Их мощность обычно не превышает 15 - 20 см в толщах гидротермальных глин зрелого типа (в частности, паужетских) (Коробов, 1994; Структура..., 1993). При изучении разрезов приповерхностного горизонта гидротермальных глин с помощью шурфов и скважин колонкового бурения на термальных полях Паужетского месторождения, Камбального хребта и Кошелевского вулканического массива установлены существенные различия в строе-

нии глин этих объектов (Рычагов и др., 2007). Нижне-Кошелевская термоаномалия выделяется наличием контрастных физико-химических условий формирования глин и гидротерм (фумарол с температурами до 120°C, грязевых и водных котлов, пульсирующих источников, парящих грунтов, остывших участков, и др.). Термальные поля Паужетского месторождения представляют собой небольшие и относительно однородные парящие площадки с температурами грунтов от 20-25 до 98°C с мелкими грязе-водными источниками и грязевыми котлами. Предполагается, что термальные поля Паужетского месторождения имеют большой возраст, а образующиеся на них гидротермальные глины, соответственно, являются более зрелыми (Рычагов и др., 2007). Глины термальных полей Камбального хребта, в целом, можно отнести к промежуточному типу как по возрасту, так и составу.

Типы термальных вод. На поверхности Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений формируются кислые и слабо кислые сульфатные смешанного катионного состава (Ca-Na-Mg-K) и гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые воды (табл. 1). Минерализация вод поверхностного формирования редко превышает 1 г/л. Отмечается щелочно-металльная и щелочно-земельная специализация вод геотермального района (Пампура, 1985; Сандиминова, 1993). Глубинные воды являются типичными щелочно-металльными борными хлоридно-натриевыми с минерализацией $\geq 3 - 5$ г/л (проба R-121/05, табл. 1) или щелочно-земельными гидрокарбонатно-кальциевыми (проба НК-1/06, табл. 1). Последний тип растворов характеризует зону смешения вод на глубине более 500 - 1000 м в структуре Нижне-Кошелевского месторождения. Для всех типов вод (глубинных, смешанных и поверхностного формирования) характерны высокие концентрации кремниевой кислоты, находящейся в т.ч. в коллоидной форме. Коллоидная кремниевая кислота и силикагель играют большую роль в образовании осадков («гейзеритов») на поверхности термальных полей и в насыщении минералами кремнезема толщи аргиллизированных метасоматитов (Рычагов и др., 1994; Чухров, 1955; Rychagov et al., 2006). Эти процессы ведут к упрочнению пород и созданию дополнительного верхнего водоупора в структуре гидротермальных систем (Рычагов и др., 2002). Термальные воды, разгружающиеся на поверхности Камбального хребта (проба ЮКЦ-1/05, табл. 1) и Нижне-Кошелевской термоаномалии формируются с участием глубинных флюидов, о чем свидетельствуют низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 1) и высокие концентрации Au, щелочных металлов и редкоземельных элементов (Сан-

диминова, 1993). Воды паужетских термальных полей формируются в результате активного взаимодействия смешанных нагретых паром сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых вод с вмещающими породами и гидротермальными глинами.

Детальная характеристика разрезов. В результате бурения скважин и проходки шурфов охарактеризовано 8 дополнительных, к полученным ранее (Рычагов и др., 2007), разрезов гидротермальных глин на площади Нижне-Кошелевской термоаномалии (рис. 3), по одному на Верхне-Паужетском и Южно-Камбальном Центральном термальных полях. Разрез на Верхне-Паужетском поле характеризуется классическим зональным строением: верхний слой (0 - 15 см) представлен ассоциацией каолинит + лимонит + смектиты + сера + барит + Fe-Al-Mg-Ca-сульфаты и отвечает зоне сернокислотного выщелачивания; в интервале 15 - 30 см от дневной поверхности формируются «синие глины», глубже – монтмориллонитовые (монтмориллонит + хлорит-смектиты + иллит-смектиты + гематит + магнетит + минералы кремнезема) (Набоко и др., 1965; Набоко, Филькова, 1966; Рычагов и др., 2007). Разрезы глин Нижне-Кошелевской термоаномалии принципиально отличаются от таковых Паужетского месторождения. Здесь не выделяется определенной зональности в строении толщи (рис. 4а-е). Каждый разрез имеет индивидуальную структуру. Поверхностный горизонт глин мощностью ≥ 10 см является зоной механического и химического выветривания с интенсивным окислением пирита, магнетита и гематита и высаживанием на аквально-температурном барьере самородной серы и сульфатов металлов. Основная по мощности нижележащая толща глин соответствует зоне углекислотного выщелачивания (ассоциация минералов монтмориллонит + хлорит-смектиты + иллит-смектиты + гематит + магнетит + пирит), но с необычно высоким содержанием сульфидов железа (пирит и марказит?) и минералов кремнезема. Толща неоднородна. Слои, насыщенные минералами кремнезема (халцедон, тридимит, кристобалит и опал) в ассоциации с пиритом, выделяются как вблизи дневной поверхности, так и у подошвы толщи. Как правило, концентрации Au, Ag, Hg и редкоземельных элементов в этих слоях гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии от одного до трех порядков превышают средние значения для гидротермально измененных пород района (Королева и др., 1993; Леонова, 1979).

Таким образом, для разрезов гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии характерна неоднородность минерального и химического составов, высокая концентрация

Таблица 1. Химический состав гидротерм, типичных для Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений.

Параметры	№ пробы								
	ВПП-1/05	ВхПП-1/05	НТП-1/05	ЮКЦ-1/05	Р-121/05	НК-1/06	НК-10/06	НК-11/06	НК-14/06
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
рН полевое	4.6	3.7	9.4	7.4	9.1	10.2	4.3	4.1	8.9
Eh полевое	152	384	-304	-194	-197	37	63	327	225
T °С	94.9	83.5	96.4	85.0	91.0	69.5	77.8	60.8	87
рН лабораторное	5.10	3.75	7.86	6.40	7.30	7.95	3.15	2.80	6.70
Компоненты	Содержание, мг/л								
Na ⁺	14.1	20.00	76.50	15.7	684.2	28.50	39.10	8.46	7.37
K ⁺	6.60	8.80	7.20	6.5	82.5	10.50	1.00	2.86	1.76
Ca ²⁺	16.03	80.16	6.41	91.8	124.2	56.11	44.49	10.02	6.01
Mg ²⁺	2.43	30.38	0.36	28.9	60.6	11.91	7.90	7.29	1.22
Al ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.7	0.00	0.90	3.06	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	1.76	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.03	5.00	0.00
NH ₄ ⁺	5.40	72.00	1.70	84.0	1.0	0.00	0.20	30.00	16.00
H ⁺	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.65	0.00
Сумма катионов	44.56	211.52	92.18	226.9	953.2	107.02	108.38	68.34	32.36
Cl ⁻	3.55	2.84	46.09	2.1	1436.1	8.15	2.84	3.55	2.84
SO ₄ ²⁻	85.49	576.36	46.11	500.6	96.0	48.03	268.97	210.37	67.24
HSO ₄ ⁻	0.00	21.53	0.00	0.00	0.00	0.00	10.67	97.97	0.00
HCO ₃ ⁻	13.42	0.00	133.02	76.9	42.7	214.78	0.00	0.00	18.31
F ⁻	0.00	0.00	0.00	0.24	1.7	0.00	0.27	0.41	0.00
Сумма анионов	102.46	600.73	225.21	579.84	1576.5	270.96	282.75	312.30	88.39
H ₃ BO ₃	0.00	2.23	6.7	0.00	163.2	0.6	2.78	0.08	0.04
H ₄ SiO ₄ раств.	144.5	189.50	190.00	110.0	145.0	153.00	86.00	105.00	45.00
H ₄ SiO ₄ колл.	0.00	16.50	46.00	3.0	250.0	75.00	30.00	55.50	28.90
<i>Общая минерализация</i>	<i>291.52</i>	<i>1020.48</i>	<i>560.09</i>	<i>922.04</i>	<i>3087.90</i>	<i>606.58</i>	<i>509.90</i>	<i>541.22</i>	<i>194.69</i>
Au, мкг/л	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0.0029	0.0045	0.0025	0.0018
Sr, мг/л	0.32	1.88	0.1	0.74	0.39	1.05	1.05	0.86	0.39
⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	0.705210± 0.000019	0.704134± 0.000014	0.704982± 0.000011	0.703302± 0.000012	0.703490 ± 0.000013	0.703417± 0.000011	0.703906± 0.000015	0.703293± 0.000011	0.703324± 0.000017

Примечание. Определения полного химического состава гидротерм выполнены в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН, аналитик О.В. Шульга; содержания Au - в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), аналитик Г.И. Щербакова; содержания Sr – там же, аналитик Г.П. Сандмирова; н/о – не определялось. Пробы №№ 2-4 и 6 – Паужетское месторождение, № 5 - Южно-Камбальное Центральное термопроявление, №№ 7-10 – Нижне-Кошелевское месторождение.

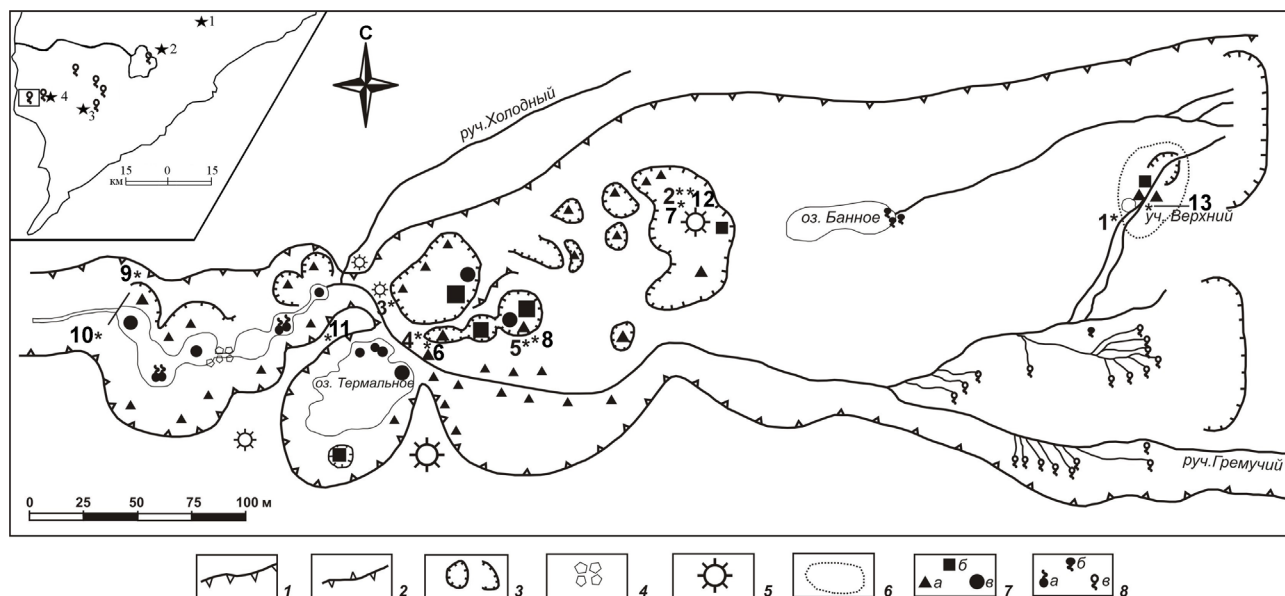


Рис. 3. Схема геоморфологического строения Нижне-Кошелевской термоаномалии.

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 – паровые источники (размеры знака отражают относительную мощность источников): а – газовые струи, б – грязевые котлы, в – кипящие озера; 8 – водные источники: а – крупные пульсирующие («гейзеры»), б – мелкие разгрузки термальных вод, в – холодные источники. Цифрами 1* - 13* на схеме показаны места проходки шурфов (1 – НК-5/06ШХ, 2 – НК-1/06ШХ, 4 – НК-8/06ШХ, 6 – НК-1/07, 7 – НК-2/07, 8 – НК-3/07) и скважин (3 – НК-10/06ШХ, 5 – НК-11/06ШХ, 9 – НК-4/07, 10 – НК-5/07, 11 – НК-6/07, 12 – НК-7/07, 13 – НК-8/07).

На врезке показаны действующие вулканы (1 – Желтовский, 2 – Ильинский, 3 – Камбальный, 4 – Кошелевский) и основные группы термальных источников, с востока на запад: разгрузки в бухте Теплая озера Курильского, термальные поля Камбального вулканического хребта (Северное, Центральное и Южное), Паужетское геотермальное месторождение, Верхне-Кошелевские паровые струи, Нижне-Кошелевская термоаномалия (в квадрате).

пирита, наличие минералов кремнезема в ассоциации с сульфидами железа. В некоторых разрезах наблюдается образование монтмориллонитовых глин, практически не содержащих пирит в подошве толщи (рис. 4б-д). На основании анализа минералогических, химических и геохимических данных по разрезу скважины НК-5/07 (рис. 4в) отсутствие пирита в подошве толщи может быть обусловлено инверсией температурного поля и охлаждением основания горизонта глин. Разрез Южно-Камбального Центрального поля характеризуется высоким содержанием пирита в монтмориллонитовых глинах в интервале 30-135 см, верхний слой представляет собой переходную зону между сернокислотным и углекислотным выщелачиванием, нижний резко отличается по составу и сложен более чем на 90% монтмориллонитом. Такое строение глин, аналогично с некоторыми разрезами Нижне-Кошелевской термоаномалии, объясняется тем, что шурф вскрыл активную парогазовую зону. Температурный (от 98 до 107°C) и физико-химический режимы зоны (наличие в пароводяной смеси коллоидов кремния и железа, а также высокая активность серо-

водорода) определяют формирование мощной окремненной и пиритизированной толщи глин. Зона имеет четкие верхнюю и нижнюю границы, обусловленные температурными барьерами.

Химический состав гидротермальных глин характеризуется увеличением содержания SiO_2 от верхнего к нижним слоям (табл. 2). Распределение остальных компонентов неоднородно как в вертикальных разрезах, так и по площади Нижне-Кошелевской термоаномалии. Содержание петрохимических компонентов колеблется в широких пределах (вес. %): $\text{SiO}_2 = 39.53 - 58.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.78 - 26.36$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.58 - 10.27$, $\text{K}_2\text{O} = 0.2 - 2.13$, соединений серы (ппп) = 8.67 - 24.58. Гидротермальные глины остывшего термального поля Промежуточное (Вакин и др., 1976) имеют химический состав, отвечающий, в среднем, монтмориллонитовым глинам (проба НК-Пром 1/06 в табл. 2). Отобранные также за пределами термоаномалии в качестве эталонных аргиллизированные породы (проба НК-20/06-2 в табл. 2) отличаются от современных гидротермальных глин высоким содержанием SiO_2 , низкой суммой $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и соединений серы. Следовательно,

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГОРИЗОНТА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН

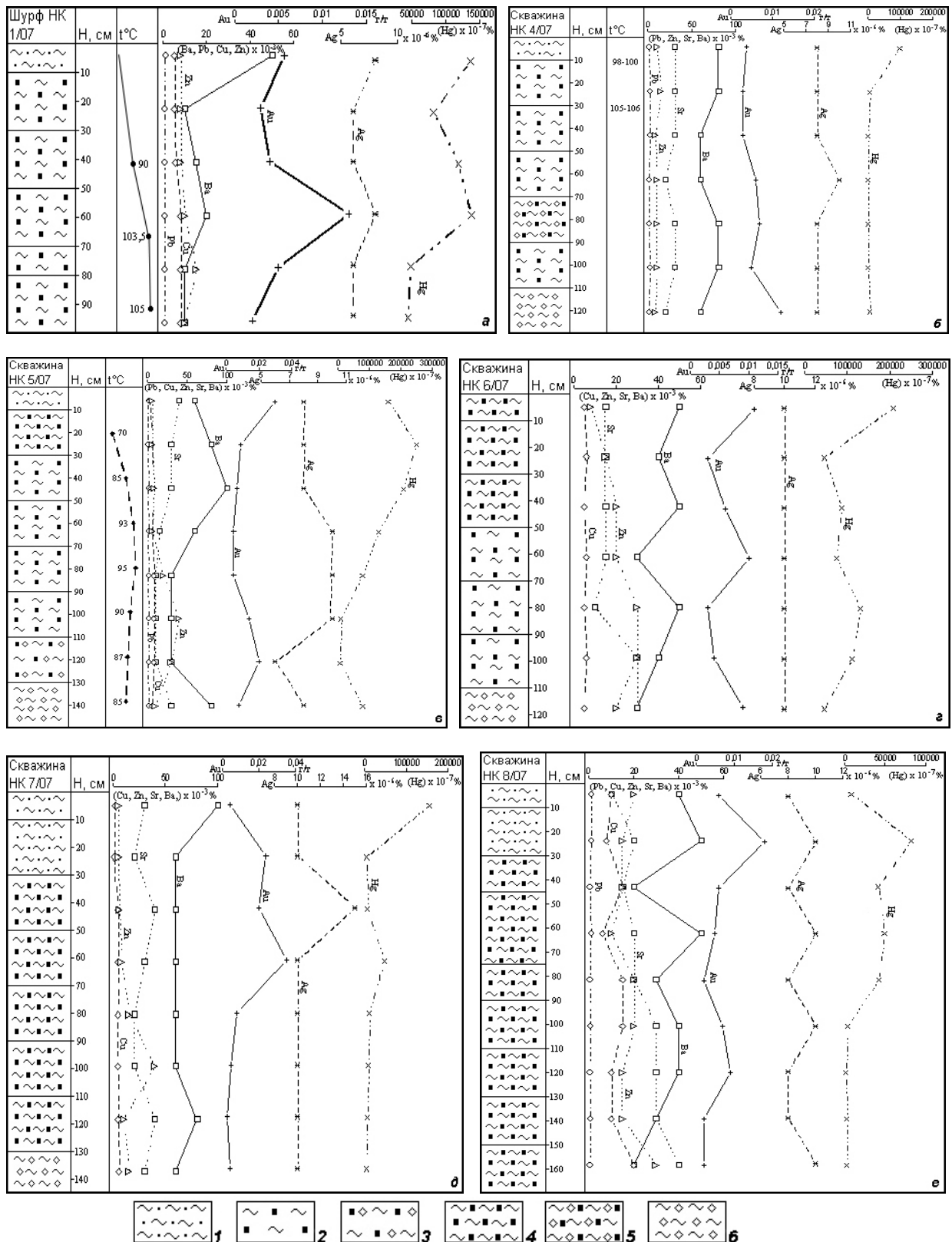


Рис. 4. Разрезы шурфов и скважин, пройденных на площади Нижне-Кошелевской термоаномалии (см. рис. 3). 1 – Гидротермальные глины зоны сернокислотного выщелачивания и физического выветривания пород; 2 – гидротермальные глины зоны углекислотного выщелачивания с относительно равномерно рассеянным пиритом; 3 – то же, с высоким содержанием в глинах агрегатов минералов кремнезема; 4 – гидротермальные глины зоны углекислотного выщелачивания с высоким содержанием пирита (глины, близкие по составу к «синим глинам»); 5 – то же, с высоким содержанием агрегатов минералов кремнезема; 6 – гидротермальные глины основания зоны углекислотного выщелачивания с большим количеством щебня подстилающих пород.

Таблица 2. Химический состав гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии.

Компо- ненты	Номера проб									
	НК- 1/06 ШХ-1	НК- 1/06 ШХ-2	НК- 1/06 ШХ-3	НК- 1/06 ШХ-4	НК- 8/06 ШХ-1	НК- 8/06 ШХ-2	НК- 8/06 ШХ-3	НК- 8/06 ШХ-4	НК- 10/06 ШХ-1	НК- 10/06 ШХ-2
	Интервал отбора проб, м									
	0.7-0.9	0.5-0.7	0.3-0.5	0.1-0.3	0.1-0.3	0.3-0.5	0.5-0.7	0.7-0.9	0.1-0.3	0.3-0.5
Содержание компонентов, вес. %										
SiO ₂	53.12	51.52	45.97	39.53	49.61	50.71	52.77	52.75	52.59	52.19
Al ₂ O ₃	21.3	26.36	25.77	25.94	21.7	20.42	19.86	17.54	14.93	14.94
Fe ₂ O ₃	2.86	1.87	2.24	1.75	5.07	4.8	5.53	6.3	8.76	8.67
FeO	0.64	0.71	1.08	1.00	0.64	0.93	0.65	0.64	1.14	0.86
CaO	0.054	0.024	0.01	0.016	0.016	0.06	0.141	0.906	1.83	1.93
MgO	0.307	0.209	0.294	0.219	2.04	2.35	2.61	3.03	3.32	3.36
Na ₂ O	0.328	0.403	0.427	0.61	0.229	0.209	0.183	0.122	0.035	0.058
TiO ₂	0.882	0.853	0.932	1.56	1.01	1.00	0.969	0.96	0.897	0.918
K ₂ O	0.638	0.607	0.617	1.36	0.29	0.241	0.221	0.408	0.2	0.314
MnO	0.017	0.015	0.014	0.011	0.035	0.038	0.046	0.062	0.109	0.114
P ₂ O ₅	0.136	0.153	0.132	0.217	0.75	0.356	0.2	0.442	0.489	0.538
ппп	17.75	16.09	20.39	24.58	17.0	17.4	15.840	15.76	14.2	14.77
Сумма	98.032	98.814	97.866	96.793	98.39	98.514	99.02	98.92	98.5	98.662

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	Номера проб									
	НК- 10/06 ШХ-3	НК- 10/06 ШХ-4	НК- 10/06 ШХ-5	НК- 10/06 ШХ-6	НК- 16/06 ШХ	НК- 9/06-1	НК- 9/06-2	НК- 10/06-2	НК- Пром 1/06	НК- 20/06-2
	Интервал отбора проб, м									
	0.5-0.7	0.7-0.9	0.9-1.1	1.1-1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1-0.3	0.1-0.3
Содержание компонентов, вес. %										
SiO ₂	50.97	52.12	52.61	54.23	58.1	53.68	54.07	54.96	51.71	61.03
Al ₂ O ₃	14.78	15.59	15.45	15.52	18.03	20.04	17.88	18.78	20.56	20.47
Fe ₂ O ₃	9.13	8.02	7.45	6.87	4.83	5.05	5.19	5.87	7.03	1.49
FeO	1.14	0.86	0.86	0.57	0.5	1.08	1.22	0.79	2.22	0.57
CaO	2.55	2.27	2.34	2.32	1.49	1.08	1.17	0.01	3.35	0.711
MgO	2.97	3.06	3.21	3.49	1.58	1.3	1.54	2.63	2.19	1.13
Na ₂ O	0.029	0.095	0.089	0.076	1.51	0.548	0.54	0.153	1.54	0.458
TiO ₂	1.03	0.98	1.01	1.03	0.807	1.03	1.04	0.995	1.31	1.08
K ₂ O	0.367	0.3	0.3	0.212	2.13	0.512	0.63	0.252	1.08	0.927
MnO	0.161	0.149	0.159	0.157	0.183	0.071	0.061	0.103	0.099	0.018
P ₂ O ₅	0.889	0.564	0.564	0.34	0.196	0.0201	0.155	0.117	0.073	0.245
ппп	14.48	14.85	14.83	14.41	10.29	13.57	14.57	13.85	8.67	11.110
Сумма	98.496	98.858	98.872	99.225	99.646	98.3411	98.066	98.5	99.832	99.239

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

в гидротермальных глинах термоаномалии происходит активный современный процесс перераспределения основных породообразующих компонентов между слоями и, по-видимому, в пределах слоев. Это перераспределение отражает высокую динамику изменения состава минеральных кристаллических и аморфных фаз.

Минеральный состав и микроструктура глин.

Количественный минералогический анализ образцов гидротермальных глин показал, что в разрезах толщи глин Нижне-Кошелёвской термоаномалии преобладает монтмориллонит (монтмориллонит-сметит), в верхнем слое присутствует каолинит, тонкая фракция пирита рассеяна по всему разрезу (табл. 3). Глины Верхне-Паужетского термального поля имеют более сложный состав: каолинит (каолинит-сметит) присутствует во всех слоях (исключая ВхПП-1/07-5), выделяется горизонт «синих глин» (ВхПП-1/07-3) присутствием кварца, калиевого полевого шпата, альбита и более высоким содержанием пирита. Изученные образцы обладают псевдоморфной структурой: тонкие листообразные глинистые частицы слагают микроагрегаты, в основном, повторяющие форму обломков и кристаллов исходных пород (рис. 5а-е). Такая структура наиболее характерна для глин Верхне-Паужетского термального поля (рис. 5а-в). Микроструктура глин является переходной между псевдоглобулярной и губчатой. На некоторых участках наблюдаются агрегаты сферической формы диаметром от 1 до 30 мкм (рис. 5а, г), на других – листообразные агрегаты, образующие мелкоячеистую сетку типа губки (рис. 5б, г). На поверхности микроагрегатов, на стенках пор, выполненных глинистыми минералами, образуются кристаллы пирита кубической сингонии с размерами граней $\leq 1-4$ мкм (рис. 5д). Рис. 5е иллюстрирует фрагмент микроструктуры горизонта «синих глин»: большое количество мельчайших кристаллов пирита размером $\leq 0.5-1.0$ мкм в ассоциации с глинистыми минералами образуют каркас структуры глин. Изучение состава фрагментов глин и слагающих их отдельных частиц и кристаллов на энергодисперсионном спектрометре показало значительное разнообразие катионного состава: Fe, Al, Mg, Ti, Mn, Ca, K, Na, P, F (устное сообщение В.Н. Соколова и М.С. Чернова, геологический факультет МГУ). Диагностика многих минералов затруднена вследствие того, что они образуют колломорфные структуры, характерные для начальных стадий раскристаллизации силикатных гелей. Вероятно, этим объясняется разнообразие катионного состава во многих слоях глин: образуются изоморфные минеральные смеси. Они наиболее типичны для «молодых» гидротермальных глин Нижне-Кошелёвской термоаномалии.

Минеральный состав тяжелой фракции (серого шлиха) глин. Охарактеризован минеральный состав шлиховых проб, полученных при отмучивании глинистых минералов из каждого слоя толщи гидротермальных глин (рис. 6а-з). Большая часть разрезов отмечается высокими значениями содержания пирита в шлихах. Количество пирита в тяжелой фракции глин каждого слоя разреза Южно-Камбального Центрального термального поля превышает 90 об.% (рис. 6б). Аналогичный, практически мономинеральный, состав шлихов отмечается для разрезов НК-1/07, НК-5/07 и НК-6/07 (рис. 6в-е), за исключением отдельных слоев. В целом, пирит является основным минералом тяжелой фракции глин. Разрез НК-4/07 (рис. 6г) выделяется высоким содержанием в шлихах агрегатов минералов кремнезема в большинстве слоев, НК-7/07 (рис. 6ж) – преобладанием гематита в верхних слоях, постепенным уменьшением количества зерен кварца и одновременно – увеличением концентрации пирита; НК-8/07 (рис. 6з) – разнообразием минерального состава и высокими значениями содержания магнетита в нижней половине разреза. Наличие большого количества зерен пироксенов (до 64 об.%) в верхних слоях разрезов характерно для гидротермальных глин, формирующихся в локальных отрицательных морфоструктурах в условиях активной денудации окружающих андезитов (НК-8/07, рис. 3). Серый шлик для разреза Верхне-Паужетского термального поля представлен, в основном, кварцем и ассоциацией кварц + пирит для нижних слоев; магнетит присутствует на всех горизонтах, гематит – в средней части. Таким образом, минеральный состав шлиховых проб из гидротермальных глин изученных разрезов на фоне преобладания зерен пирита характеризуется разнообразным составом и коррелируется с минеральным и химическим составами глин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальное изучение толщи глин, залегающих на поверхности геотермальных аномалий Паужетско-Камбально-Кошелёвского района показало, что толща представляет собой геологическое тело, имеющее большое значение в строении гидротермально-магматических систем. Гидротермальные глины образуют на поверхности геотермальных аномалий практически непрерывный чехол средней мощностью 1.5-1.7 м, площадь распространения чехла $\geq n \cdot 10^4$ м². Глины, а также образующийся в них пирит в числе других гидротермальных новообразований, отличаются высоким уровнем концентраций Au, Ag, Hg, Ba, В (рис. 7), щелочных и редкоземельных элементов. Химический и

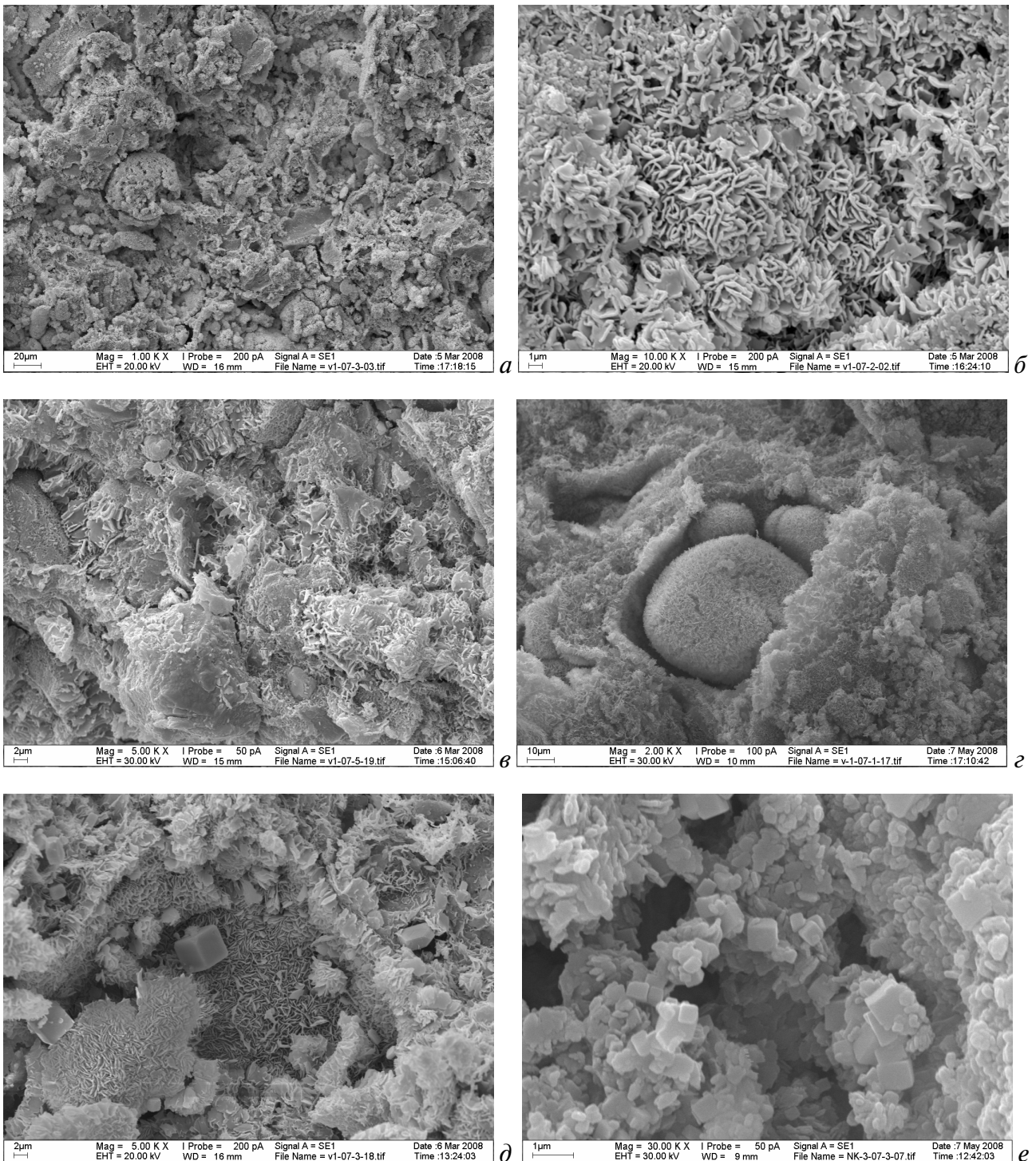


Рис. 5. Состав и строение гидротермальных глин по данным изучения на растровом электронном микроскопе (РЭМ), оснащённом энергодисперсионным спектрометром. Данные получены на кафедре инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ д.г.-м.н. В.Н. Соколовым и к.г.-м.н. М.С. Черновым: *a-d* – фрагменты строения гидротермальных глин разреза Верхне-Паужетского термального поля, *e* – Нижне-Кошелёвской термоаномалии. *a* – типичная губчатая и псевдоглобулярная структура глин; *b* – микроагрегаты, сложенные тонкими глинистыми частицами, имеющими листовую анизометричную форму; *c* – псевдоморфная структура глин, наиболее характерная для разрезов Паужетского геотермального месторождения; *d* – микроагрегаты глинистых минералов, имеющие форму глобулей и образованные внутри округлых пор размером от n до $n \times 10$ мкм; *e* – микроагрегаты пирита (размеры кристаллов не превышают 0.5 мкм), слагающие каркас структуры «синих глин».

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГОРИЗОНТА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН

Таблица 3. Результаты количественного минералогического анализа гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии (шурф НК-1/07) и Верхне-Паужетского термального поля (шурф ВхПП-1/07).

Название образца	Глубина отбора (см)	Минеральный состав глин, в об. %					
		Монтмориллонит (монтмориллонит-сметит)	Каолинит (каолинит-сметит)	Пирит	Кварц	Микроклин	Альбит
НК-1/07-1	0-10	85.8	13.0	1.2	0	0	0
НК-1/07-2	10-30	99.2	0	0.8	0	0	0
НК-1/07-3	30-50	98.8	0	1.2	0	0	0
НК-1/07-4	50-70	99.7	0	0.3	0	0	0
НК-1/07-5	70-80	99.3	0	0.7	0	0	0
НК-1/07-6	80-100	99.6	0	0.4	0	0	0
ВхПП-1/07-1	0-10	64.7	33.2	2.1	0	0	0
ВхПП-1/07-2	10-15	74.1	25.1	0.8	0	0	0
ВхПП-1/07-3	15-30	29.8	33.7	4.0	21.3	1.8	9.3
ВхПП-1/07-4	30-35	82.9	15.9	1.2	0	0	0
ВхПП-1/07-5	35-55	99.6	0	0.4	0	0	0
ВхПП-1/07-6	55-60	85.7	13.6	0.8	0	0	0

Примечание. Результаты получены на кафедре инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ рентгенографическим методом.

минералогический составы глин существенно отличаются от таковых на различных объектах. Для Верхне-Паужетского термального поля характерно четко выраженное зональное строение глин: верхний слой мощностью до 20-30 см представляет собой зону сернокислотного выщелачивания (каолинит + каолинит-сметит + лимонит + самородная сера + сульфаты Са, Ва и др.), нижний – углекислотного выщелачивания (монтмориллонит + монтмориллонит-сметит + хлорит-сметит + иллит-сметит + пирит + гематит + магнетит и др.); между этими зонами находится горизонт «синих глин» мощностью 15-30 см. Последний служит субаквальным геохимическим (сульфидным) барьером, что было показано во многих работах (Коробов, 1994; Королева и др., 1993; Пампура, 1985; Пампура, Хлебникова, 1987).

Для гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии характерно неоднородное строение от разреза к разрезу (всего изучено 13 разрезов до глубины 1.8 м), наличие мощных толщ пиритизированных и окварцованных монтмориллонитовых глин, в отдельных слоях преобладает гематит. Пиритизированные и окремненные участки разрезов приурочены к высокотемпературным фумаролам и зонам продувки «сухого» (перегретого) пара. Эти участки выделяются и относительно высокими концентрациями в глинистых минералах и монофракциях пирита Au, Ag, Hg, некоторых других элементов. В целом, высокий геохимический фон в гидротермальных глинах Нижне-Кошелевской

термоаномалии связан с поступлением газо-гидротермального флюида из глубинного источника, о чем свидетельствуют геологические, геофизические и изотопные данные (Долгожикущий..., 1980; Кононов, 1983; Лебедев, Декусар, 1980; Писарева, 1987; Поляк и др., 1979). Аналогичный геохимический режим формируется на Южно-Камбальном Центральном термальном поле, для которого имеются обоснованные предположения о связи гидротермальной конвективной ячейки с периферическим магматическим очагом Камбального вулкана (Структура..., 1993; Сывороткин, 1993).

Таким образом, для гидротермальных глин, формирующихся в условиях высоких температур, поступления из глубины >> 2-3 км металлоносных растворов, углекислого газа и углеводородов, активного смешения их с водами поверхностного формирования, наличия интенсивно охлажденных блоков пород за счет контрастных физико-химических параметров среды - характерно неоднородное строение толщи и образование термодинамического сульфидного барьера мощностью до 1.0 м. Барьер, в отличие от такового на паужетских термальных полях, образуется на разных глубинах и на отдельных участках (мелких блоках) глин вокруг фумарол, пульсирующих источников, в зонах продувки пород перегретым «сухим» паром. На основании изложенного, гидротермальные глины Паужетского геотермального месторождения можно отнести к новообразованиям зрелого типа, формирующимся на протяжении

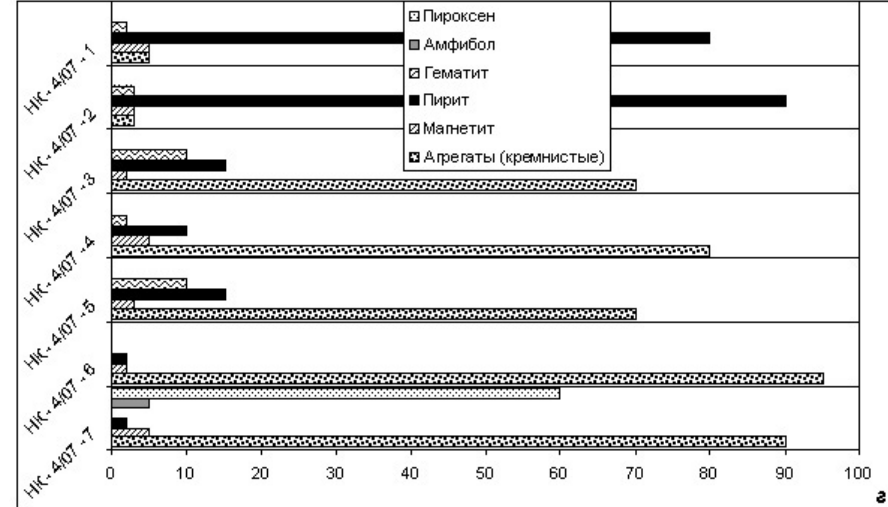
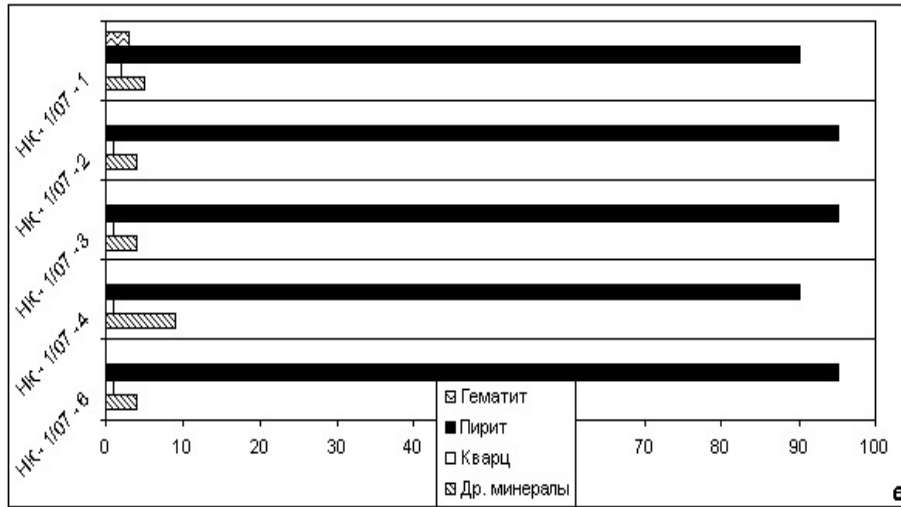
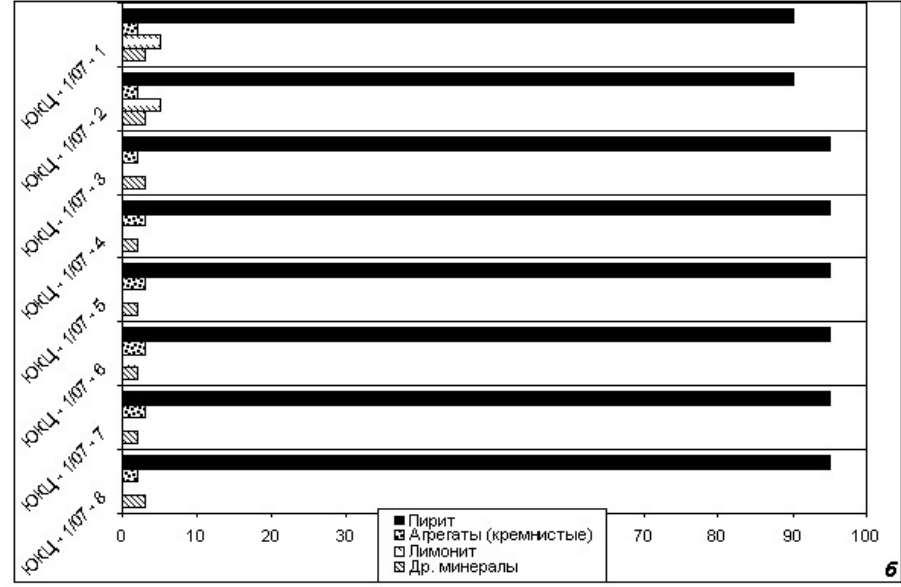
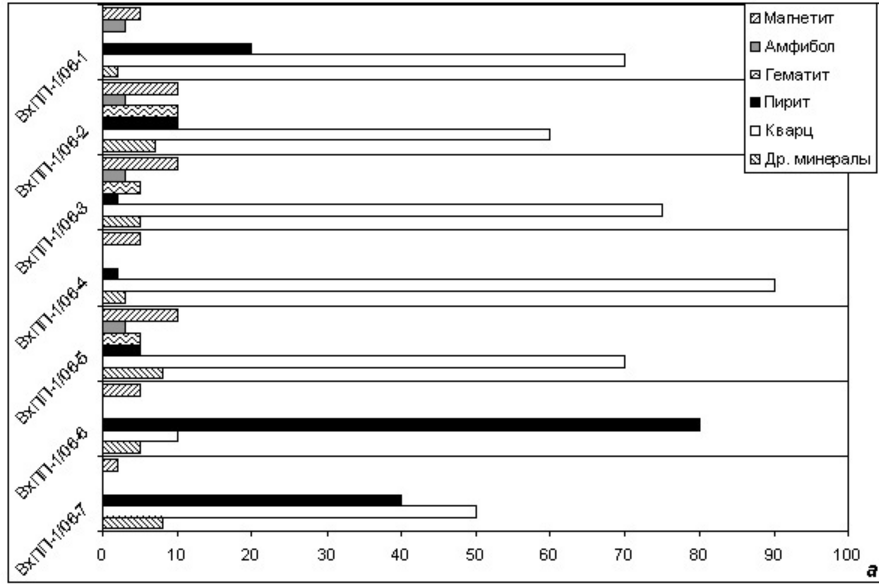


Рис. 6. Результаты минералогического анализа серого шлиха разрезов приповерхностного горизонта гидротермальных глин: по вертикали – обозначения горных выработок, номера слоев и состав минералов, по горизонтали – содержание минералов в объемных процентах (приведено к 100 %); *а* – шурф ВхПП-1/06 (Верхне-Паужетское термальное поле), *б* – шурф ЮКЦ (Южно-Камбальное Центральное поле), *в* – шурф НК-1/07, *г* – скважины, пройденные на Нижне-Кошелёвской термоаномалии (рис. 3, 4).

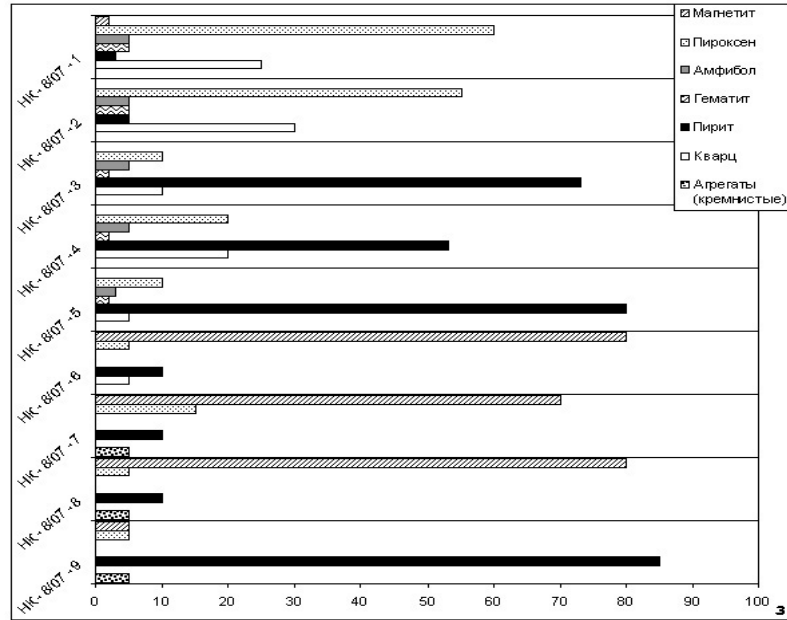
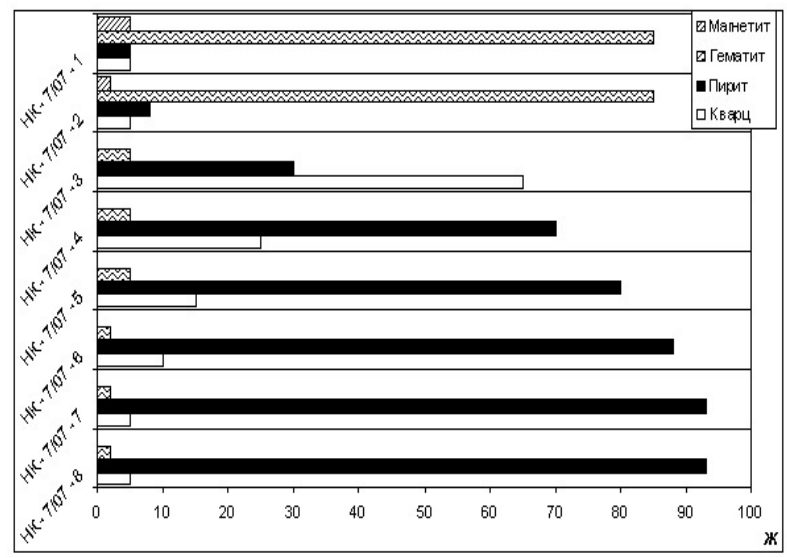
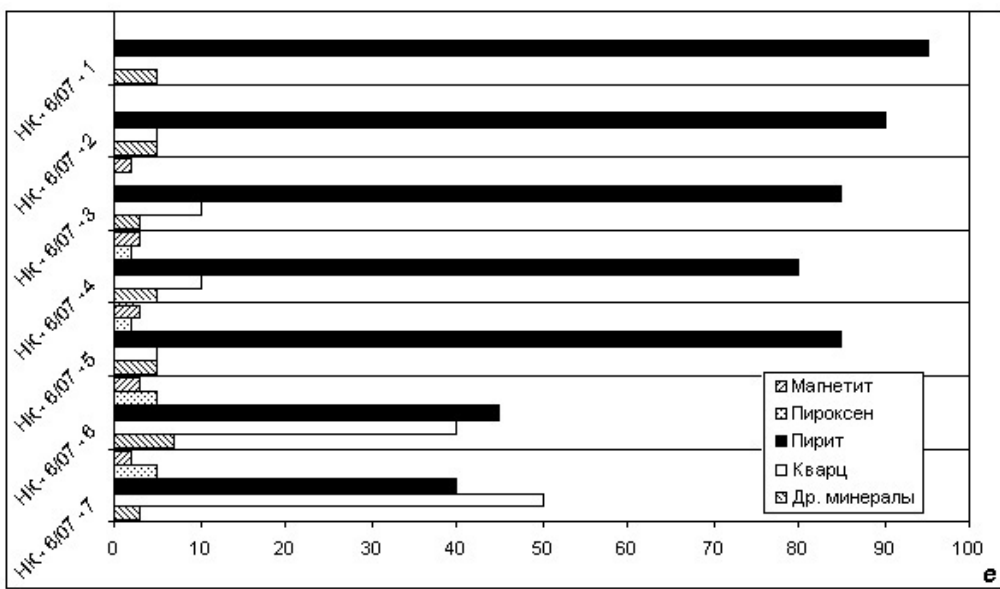
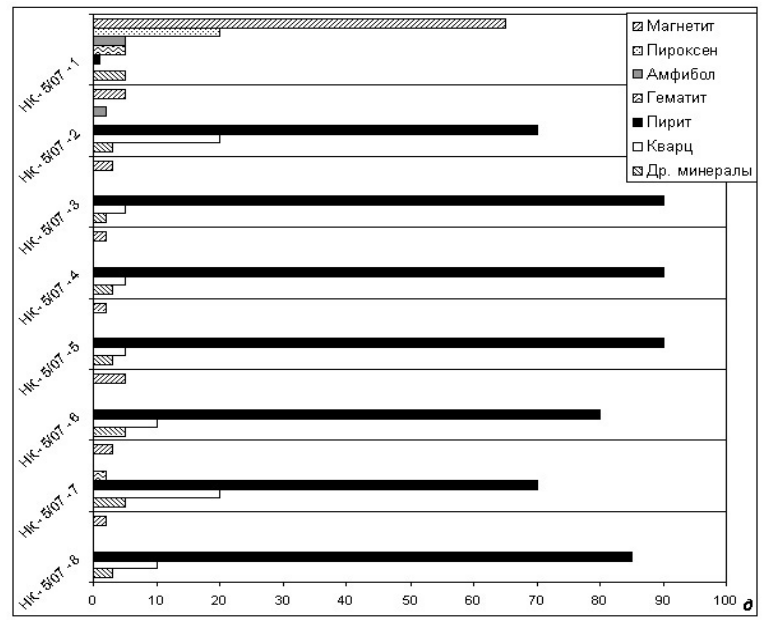


Рис. 6. Окончание

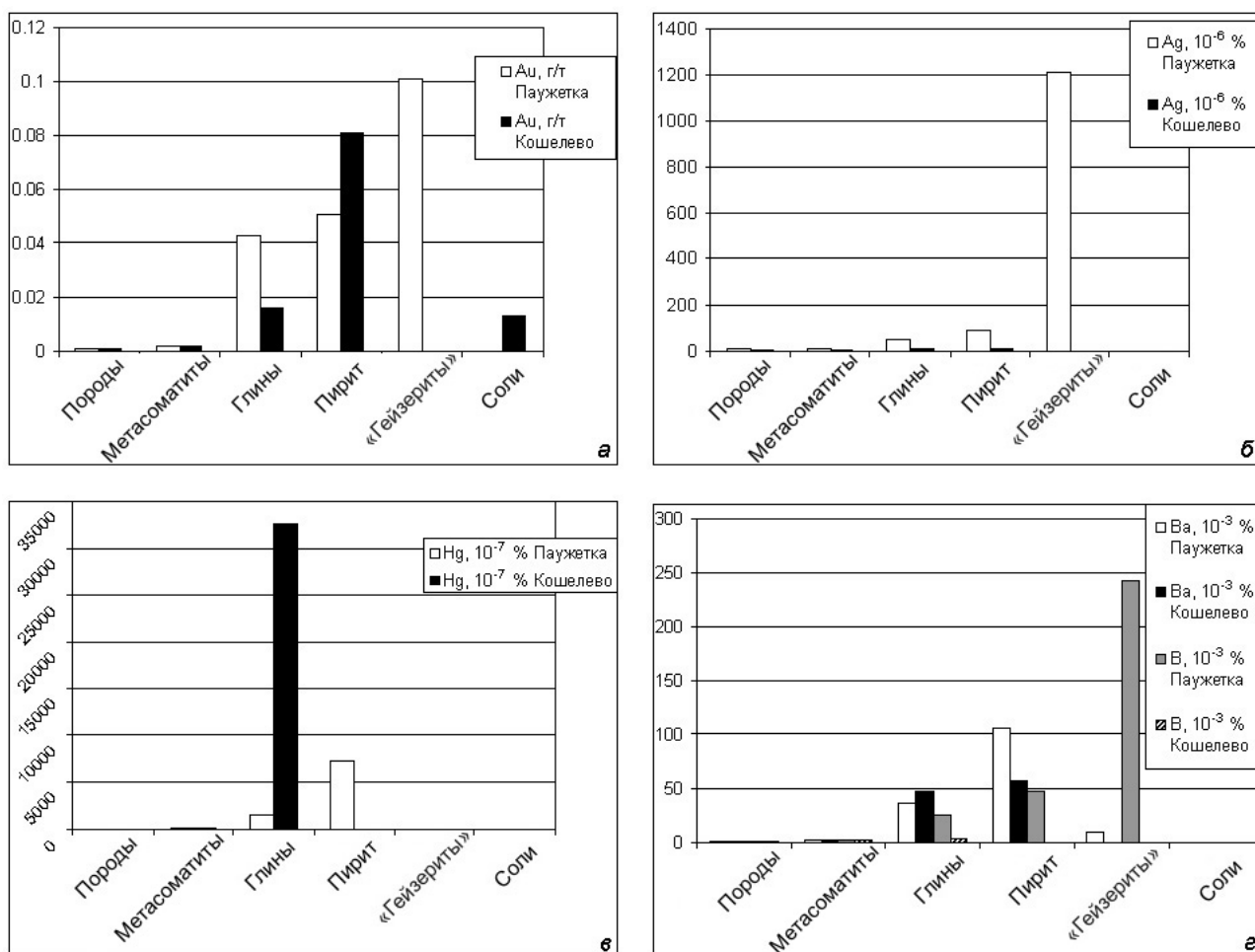


Рис. 7. Концентрации Au (а), Ag (б), Hg (в), Ba и B (г) в различных типах твердых отложений, образованных в районе Паужетского геотермального месторождения и Кошелевского вулканического массива.

голоцена - возраст современной Паужетской гидротермальной системы С.И. Набоко оценивала ~ в 10 тысяч лет (Набоко, 1980). Гидротермальные глины Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и Южно-Камбального термальных полей, по-видимому, являются более молодыми геологическими образованиями, как и сами вмещающие их геологические структуры (Рычагов, 2003; Структура..., 1993).

Температурные и физико-химические условия и особый геохимический режим в зонах восходящего металлоносного флюида Нижне-Кошелевской термоаномалии и Южно-Камбального термального поля, по-видимому, определяют следующие особенности строения гидротермальных глин: разнообразие минерального состава толщи, наличие широкого ряда катионов (Fe, Mg, Mn, Al, Ti, Ca, K, Na и др.) в структуре смешанослойных минералов, большую роль коллоидных соединений в формировании глин и геохимических барьеров. Минералами-концентраторами рудных элементов в гидротермальных глинах являются пирит, сульфаты, и по-видимому, ряд алюмосиликатов.

Последние обладают пористой структурой и способностью к широкому замещению катионов, перечисленных выше. В отдельных разрезах пирит является основным сорбентом Au и Hg, на других участках в сорбции принимают участие гематит, минералы кремнезема, смешанослойные образования (рис. 8).

До настоящего времени остается нерешенным вопрос — является пирит адсорбентом или абсорбентом. Специальные исследования В.Л. Таусона с коллегами показали, что на поверхности зерен гидротермально синтезированных пирротина и пирита образуются «неавтономные минеральные фазы», накапливающие микроэлементы (Au, Ag, As, Cd) с коэффициентом обогащения по сравнению с объемом кристаллов сульфидов ~ 10⁴ (Акимов и др., 2006; Таусон и др., 2006). Одной из особенностей таких фаз является стремление к избыточному растворению примесей, что повышает их устойчивость в гидротермальной среде. В то же время, при изменении термодинамических условий и состава растворов эти образования на поверхности зерен сульфидов становятся неустойчивыми и служат

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГОРИЗОНТА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН

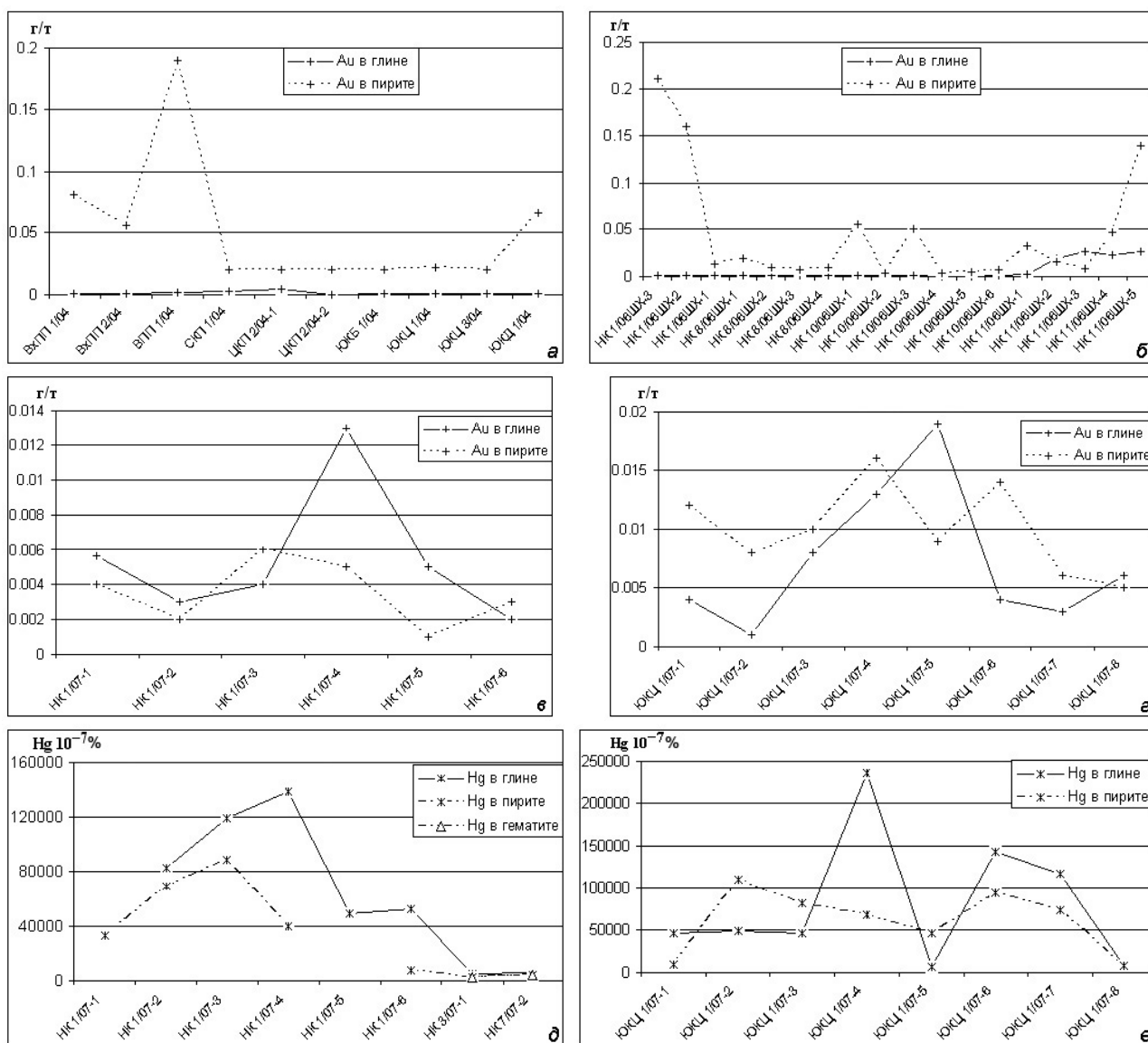


Рис. 8. Распределение содержания Au (а – з) и Hg (д – е) в гидротермальной глине и монофракциях пирита в различных разрезах Камбального хребта (СКП – Северо-Камбальное, ЦКП – Центральнo-Камбальное, ЮКБ – Южно-Камбальное Ближнее, ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное, ЮКД – Южно-Камбальное Дальнее термальные поля), Паужетского геотермального месторождения (ВхПП – Верхне-Паужетское, ВПП – Восточно-Паужетское термальные поля) и Нижне-Кошелевской термоаномалии (НК).

своеобразным источником рудных элементов для нового флюида (Таусон и др., 2006). Изучение состава зерен пирита на микрозонде Camebax не позволяет утверждать, что Au, Ag и Hg входят в структуру минерала. По-видимому, эти элементы могут находиться в форме микрочастиц (золотин, капель металлической ртути) в трещинах, сколах, порах и других дефектных структурах внутри или на поверхности кристаллов пирита. Таким образом, несмотря на отсутствие ясности в вопросе о механизмах сорбции рудных элементов сульфидами, можно утверждать, что геотермальный пирит имеет большое значение в аккумуляции и перераспределении полиметаллов, золота, ртути и других элементов в зоне гипергенеза геотермальных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидротермальные глины, залегающие на поверхности геотермальных полей, являются самостоятельным геологическим телом в структуре гидротермально-магматических систем и геотермальных месторождений. Они образуют мощную (в среднем, 1,5-1,7 м) и выдержанную по площади ($\geq n \cdot 10^4 \text{ м}^2$) толщу аргиллизированных пород. Эта толща служит не только теплоизолирующим слоем и верхним водоупором в структуре геотермальных месторождений, но и сложным геохимическим барьером.

На геотермальных месторождениях регрессивного этапа развития (в частности, Паужетском) значительную роль в накоплении рудных

элементов играет субаквальный сульфидный барьер. Как правило, на этом барьере образуется четко выраженный приповерхностный горизонт «синих глин» средней мощностью до 20 - 30 см, расположенный между зонами сернокислотного и углекислотного выщелачивания. Геохимический барьер является комплексным, но обладает золото-полиметаллической специализацией.

На геотермальных месторождениях прогрессивного этапа развития, типичным представителем которого является Нижне-Кошелёвское, строение приповерхностного горизонта гидротермальных глин, их химический и минералогический составы существенно отличаются от таковых аргиллизированных пород остывающего геотермального месторождения (Паужетского). Также гидротермальные глины имеют различное строение и составы в пределах самой высокотемпературной Нижне-Кошелёвской термоаномалии. Последнее связано с контрастными температурными и физико-химическими условиями образования глин: характеристики глин отличаются на охлажденных площадках, вокруг горячих паровых струй, пульсирующих водных источников, и др. Гидротермальные глины, образующиеся на высокопрогретых участках термоаномалии, как правило, интенсивно пиритизированы. Здесь формируются сложные геохимические барьеры по типу отмеченного выше субаквального сульфидного, но не имеющего выдержанного простираения.

Минералами-концентраторами рудных элементов являются геотермальный пирит, аморфные и кристаллические фазы кремнезема, сульфаты и, вероятно, алюмосиликаты.

В целом, необходимо подчеркнуть, что всестороннее исследование толщи гидротермальных глин и образующейся вблизи дневной поверхности высоко подвижной системы «парогидротермы – аргиллизированные породы» представляет повышенный интерес для понимания особенностей флюидного режима рудообразующих гидротермально-магматических систем островных дуг.

Авторы благодарны Е.Д. Власовой, В.И. Голубову, В.Г. Комиссаренко, А.А. Нуждаеву, И.А. Нуждаеву, В.А. Пасечко, И.В. Сельченкову, С.О. Феофилактову, М.С. Чернову, В.В. Шаниной и другим своим коллегам за практическую помощь в проведении полевых работ. Мы также признательны сотрудникам аналитических и исследовательских лабораторий Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Е.В. Карташевой, В.П. Коростелевой, Н.И. Чебровой, О.В. Шульга), Института геохимии СО РАН (Г.П. Сандимировой, Н.Е. Смолянской, Г.И. Щербаковой) и МГУ (В.Н. Соколову и М.С. Чернову) за большой объем аналитических

исследований, и всем специалистам, участвовавшим в обсуждении основных положений статьи, за конструктивную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-64689а) и Президиума ДВО РАН (проекты 06-III-A-08-332, 07-III-D-08-091 и 06-III-B-08-371).

Список литературы

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118-128.
- 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.
- Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 2. С. 47-62.
- Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сержеников А.И., Спицenkova М.В.* Гидротермы Кошелёвского вулканического 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 Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Ерощев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный 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 сейсмология. 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.
- Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) // Труды ГИН. Вып. 379.

- М.: Наука, 1983. 216 с.
- Коржинский Д.С.* Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности // Докл. АН СССР. 1951. Т. 78. № 1. С. 95-98.
- Коробов А.Д.* Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
- Коробов А.Д.* Особенности развития регрессивной смектитизации в пропилитах современных островодужных систем (о. Итуруп, Курилы) // Вулканизм в структурах Земли и различных геодинамических обстановках. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 1992. С. 70-71.
- 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 гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 238-280.
- Лебедев М.М., Декусар З.Б.* Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 93-97.
- Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179-197.
- Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76-118.
- Набоко С.И., Филькова Е.М.* Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки // Бюл. вулканол. станций. 1966. № 41. С. 31-34.
- Омельяненко Б.И., Андреева О.В., Воловикова И.М. и др.* Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слюды как индикаторы гидротермального генезиса метасоматитов // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). М.: Наука, 1989. С. 225-236.
- Пампура В.Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 153 с.
- Пампура В.Д., Хлебникова А.А.* Условия концентрирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 101-110.
- 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, Камчатка // 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.
- Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Рычагов С.Н.* Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Белоусова С.П.* Иерархическая система геотермальных рудообразующих структур. Новый взгляд на генерацию геотермальной энергии в областях современного вулканизма // 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., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др.* Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минерало-рудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 3-21.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др.* Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского (о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 96-112.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Роль гидротермальных глин и образующегося в них пирита в современных рудно-геохимических процессах на геотермальных полях (Южная Камчатка) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Материалы Всероссийской научной конференции (с участием иностранных ученых). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 3. С. 103-108.
- Сандимирова Г.П.* Геохимические факторы распределения стронция и вариации его изо-

- топного состава в гидротермальных системах // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 196-218.
- Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического района до 2020 г. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 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.
- Таусон В.Л., Логинов Б.А., Акимов В.В., Липко С.В. Неавтономные фазы как потенциальные источники некогерентных элементов // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 1-4.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Hemley J.J., Jones W.R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis of hydrogen metasomatism // Econ. Geol., 1964. V. 59. № 4. P. 238-369.
- Lund J.W., Bloomquist R.G., Boyd T.L., Renner J. The United States of America Country Update // Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas (Proceedings of the International Kuril-Kamchatka Field Workshop, July 16 - August 6, 2005). Petropavlovsk-Kamchatsky: OTTISK, 2005. P. 25-50.
- Manzella A., Gianelli G., Puxeddu M. Possible models of the deepest part of the Larderello geothermal field // Proceedings of the World Geothermal Congress, 1995. Florence, Italy, 18-31 May 1995. V. 2. P. 1279-1282.
- Reyes A.G. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1990. V. 43. P. 279-309.
- Rychagov S.N., Boikova I.A., Kalacheva E.G. et al. Artificial Siliceous Sinter Deposits of the Pauzhetsky Geothermal System // Proceedings of the Conference on Mineral Extraction from Geothermal Brines. USA, Tucson, Arizona. September, 3-6, 2006. 4 p.

CHARACTERISTIC OF HYDROTHERMAL CLAYS SUBSURFACE HORIZON OF NIZHNE-KOSHELEVSKY AND PAUZHETSKY GEOTHERMAL DEPOSITS

S.N. Rychagov¹, R.G. Davletbaev¹, O.V. Kovina¹, G.P. Koroleva²

¹Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006

²Institute of geochemistry by name A.P. Vinogradov SD RAS, Irkutsk, 664033

On example by Nizhne-Koshelevsky and Pauzhetsky geothermal deposits (Southern Kamchatka) studying the hydrothermal clays are continued. The data on hydrothermal clays chemical and mineralogical structures, distribution of metals in level-by-level sections up to depth of 1.7 m are received. Hydrothermal clays on a surface of thermal fields are formed with participation of acid hydrocarbonate-sulphatic solutions. Clays have non-uniform structure that depends on physical and chemical and temperature conditions of their formation.

Hydrothermal clays forming powerful (on the average 1.5 - 1.7 m) and sustained on the thermal field horizon of argillizitic rocks ($\geq n \times 10^4 \text{ m}^2$), serve not only as caprock in the structure of a geothermal deposit, but also are the complex geochemical barrier. Mineral-concentrators of ore elements are geothermal pyrite, amorphous and crystal phases of silica and, probably, aluminosilicates.