

УДК 553.078.2 + 537.533.35

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ГЛИНЫ КАК ВЫСОКОДИНАМИЧНАЯ КОЛЛОИДНО-ДИСПЕРСНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

© 2010 г. С. Н. Рычагов, В. Н. Соколов, М. С. Чернов

Представлено академиком О.А. Богатиковым 24.06.2010 г.

Поступило 17.06.2010 г.

Несмотря на высокую изученность аргиллизированных пород, образующихся в областях современного вулканизма [4, 7, 9, 12], установлена особая роль приповерхностного горизонта гидротермальных глин: они служат верхним водоупором, тепловым экраном и сложным геохимическим барьером в структуре геотермальных месторождений [8]. Известно, что глины являются типичными природными наноматериалами [2], обладающими высокой сорбционной способностью. В сорбции металлов активное участие принимают коллоидные формы сульфидов, кремнезема и других соединений [11]. Все это позволяет рассматривать гидротермальные глины как длительно живущую ($\geq 10^4$ лет) минералого-геохимическую систему, функционирующую на макро-, микро- и наноуровнях в зоне гипергенеза геотермальных месторождений.

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район расположен на сочленении трех вулканических поясов Камчатки и представляет собой Южно-Камчатский длительно живущий вулканогенно-рудный центр [3, 8]. Паужетское месторождение известно во всем мире благодаря первой в СССР ГеоЭС мощностью 11 МВт. На Верхне-Паужетском термальном поле разгружаются слабокислые гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией до 500–600 мг/л и температурой до 98°C. В недрах поля происходит кипение гидротерм с образованием рудных геохимических барьеров на границах зоны [9]. Все это определило интерес к изучению гидротермальных глин, перекрывающих термальное поле непрерывным чехлом на площади более 150 × 200 м. Нижне-Кошелевское месторождение стоит в одном ряду с крупнейшими пародоминирующими

системами мира: выделена зона перегретого пара, расширяющаяся на глубину более 1.5 км и расположенная над субинтрузивным телом диоритовых порфириров [6]. Разгрузка тепла на дневной поверхности сосредоточена в котловине размером 250 × 500 м, в которой наиболее характерными структурами являются взрывные и эрозионные воронки. Мощность термоаномалии составляет 25 Гкал/с [1]. На дневной поверхности разгружаются кислые и слабокислые сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые воды, насыщенные CO_2 , H_2S , CH_4 , C_7H_{12} и другими газами [1, 8]. Температуры пара на устьях фумарол достигают 127°C, грунты прогревы до 98–105°C. Вследствие высокодинамичных процессов выщелачивания в системе “газ–вода–порода” формируется приповерхностная толща аргиллизитов мощностью 1.5–1.8 м.

Состав гидротермальных глин. Для термальных полей Паужетского месторождения характерна вертикальная зональность. Зона сернокислотного выщелачивания (до 0.2–0.3 м по глубине) сложена диоктаэдрическими смектитами, каолинитом и лимонитом. Содержатся также: пирит (до 2–5 об. %), кварц, самородная сера, ярозит, гейландит, плагиоклазы. Под этими глинами в интервале глубин от 5–15 см до 20–35 см залегает слой “синих глин”: содержание пирита в нем колеблется от 15–20 до 35% и может локально достигать 90%. Слой выделяется также относительно высоким содержанием минералов кремнезема, отмечаются гётит и гидрогётит, ярозит, гематит и отдельные зерна акцессорных минералов. Синие глины образованы на субаквальном (сульфидном [5]) термодинамическом барьере и выделяются относительно высокими концентрациями Au, Ag, Hg, щелочных и редких элементов [9]. Мощность прослоя обычно не превышает 15–20 см. Под синими глинами залегает основная масса глин, сложенных минералами группы смектита. В них устойчиво развиваются пирит, гематит, гётит, гидрогётит, полевые шпаты, кварц, халцедон, иллит и хлорит-смектиты; присутствуют магнетит и титаномагнетит. Химический состав отложений после-

*Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова*

довательно меняется с глубиной: растет содержание SiO_2 и падает — соединений серы, что отражает увеличение роли алюмосиликатов в строении толщи глин. Основание толщи выделяется высокими значениями K_2O и других щелочей. Это, вероятно, связано с образованием калиевых полевых шпатов и гидрослюд в нижних слоях.

Каждый из разрезов Нижне-Кошелевской термоаномалии индивидуален. Поверхностный слой мощностью до 10–15 см является зоной механического и химического выветривания с окислением рудных минералов и высачиванием на температурном барьере сульфатов и самородной серы. Нижележащая толща соответствует зоне углекислотного выщелачивания, но с высоким содержанием пирита, марказита и минералов кремнезема. На остывших участках горизонт синих глин не выделяется, а непосредственно у фумарол и в стенках кипящих котлов его мощность колеблется от 0.1 до 1.0 м. Глубина залегания синих глин зависит от наличия и мощности зоны, проницаемой для парогазовой струи. Таким образом, для разрезов гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии типична неоднородность минерального и химического составов (мозаично-блоковый характер распределения компонентов) и повышенная концентрация пирита и минералов кремнезема.

Микроструктуры гидротермальных глин носят унаследованный характер, для них характерны тонкодисперсные псевдоглобулярные, доменоподобные и глобулярно-пластинчатые микро- и наноструктуры, сложенные микроагрегатами наночастиц железистого смектита, каолинита, смешанослойных образований (рис. 1а, б). Синие глины характеризуются присутствием большого количества микрокристаллов пирита кубической формы с размером граней 0.5–1.0 мкм. Исследование на энергодисперсионном спектрометре показало разнообразие катионного состава микрокристаллов и частиц: определены Fe, Al, Mg, Ti, Mn, Ca, K, Na, P, F и др. Диагностика многих минералов затруднена, что связано с их малым размером и образованием колломорфных структур, характерных для начальных стадий раскристаллизации силикатных, а также карбонатных, сульфидных и других гелей в гидротермальных условиях.

Известно, что на эпитептермальных полиметаллических месторождениях одним из минералов-концентраторов рудных элементов является пирит [9]. Пирит, образующийся в толще гидротермальных глин на геотермальных полях, в основном находится в виде сложных агрегатов. Кристаллы пирита кубической формы ассоциируют с минералами кремнезема в зонах трещиноватости, проводящих пар. Низкие концентрации, неравномерность и точечный характер распределения Au и Hg в срезах зерен пирита (по данным микросондового анализа) на фоне высоких содержаний Au (0.1–1.0 г/т) и

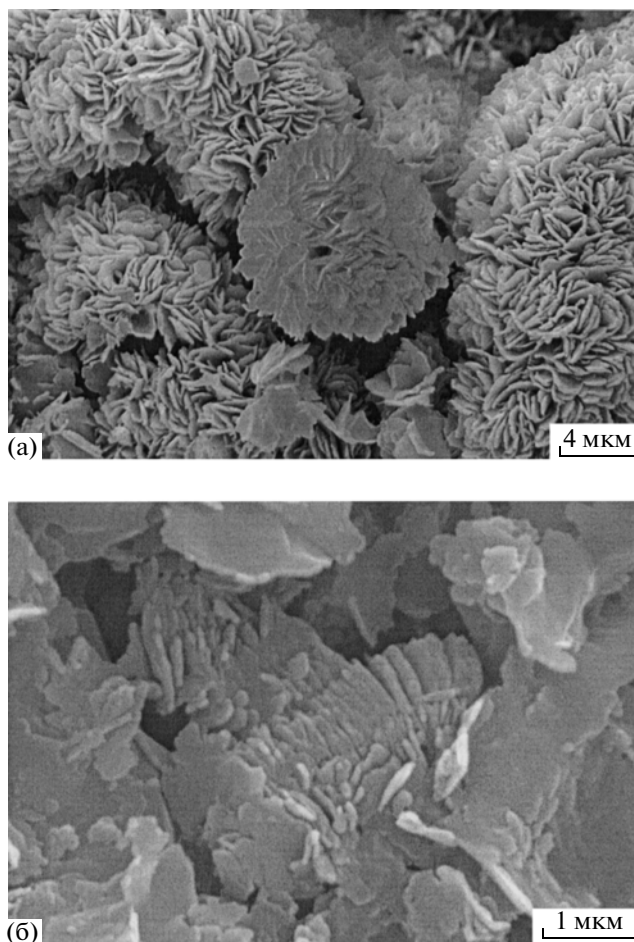


Рис. 1. Микро- и наноструктуры гидротермальных глин: а — псевдоглобулярная микроструктура глин Верхне-Паужетского термального поля, сложенная микроагрегатами наночастиц железистого смектита; б — доменоподобная наноструктура глин Нижне-Кошелевской термоаномалии, сложенная пластинчатыми наночастицами каолинита.

Hg (до $10^{-3}\%$) в монофракциях минерала по результатам атомно-абсорбционного анализа — все это свидетельствует о нахождении этих элементов в самородной форме в дефектных структурах кристаллов. Изучение пирита с помощью атомно-силового микроскопа показало, что поверхности зерен имеют колломорфную почковидную наноструктуру с размером обособлений от десятков микрометров до нескольких нанометров (рис. 2). Ионное травление поверхностей зерен пирита и последовательное определение состава на различной глубине подтверждают наличие минеральной пленки (неавтономного фазового образования, по [10]) толщиной в десятки ангстрем, в которой содержание Fe и S закономерно растет с глубиной, а O и S уменьшается; Si присутствует только в верхней части слоя; нами обнаружен Ti.

Гидротермальные глины, образующие на поверхности геотермальных месторождений выдер-

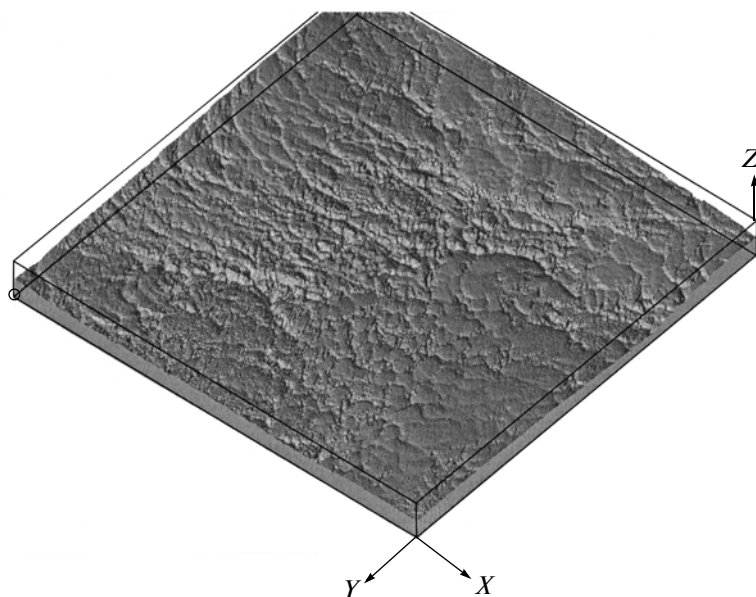


Рис. 2. Микро- и наноструктуры поверхности зерна пирита, выделенного из гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии. Длины сторон по осям X и Y – 3.75 мкм, по оси Z – 1.748 мкм.

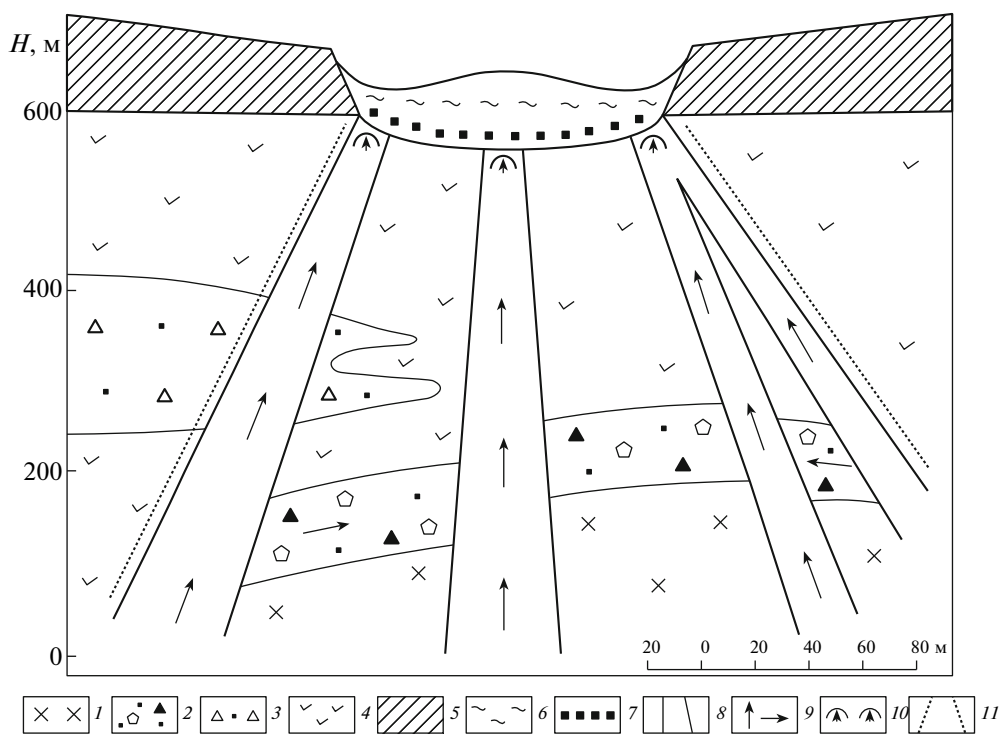


Рис. 3. Геолого-геохимическая модель образования толщи гидротермальных глин в структуре Нижне-Кошелевского геотермального месторождения. 1 – субвулканическое тело диоритов; 2 – апикальная контактовая зона диоритов, сложенная брекчиями различного генетического типа; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – толща лав андезитов; 5 – лавы андезитов, андезибазальтов, являющихся верхним водоупором в структуре геотермального месторождения; 6 – гидротермальные глины; 7 – термодинамический и геохимический барьер; 8 – зоны тектонических разрывных нарушений; 9 – направления движения высокотемпературных газодонных потоков; 10 – зона перехода жидкость–пар вблизи дневной поверхности; 11 – предполагаемая граница основной современной зоны кипения гидротерм над горячим субвулканическим телом диоритов, согласно [6].

жанную по площади ($\geq 1 \text{ км}^2$) практически непрерывную толщу средней мощностью 1.5–1.8 м, обладают сложным химическим и минеральным составом. Состав глин отражает возраст гидротермальных систем: выделяются аргиллизиты незрелого (Нижне-Кошелевская термоаномалия) и зрелого (Паужетское месторождение) типов. Первые формируются в условиях высокотемпературной кислой до ультракислой газовой-жидкой среды с динамично меняющимися физико-химическими параметрами и при наличии прямой связи гидротерм с магматическими флюидами. Вторые характеризуют регрессивный этап гидротермальной системы. Для гидротермальных глин этого этапа типичны выдержанная зональность и образование протяженного горизонта синих глин. Синие глины служат геохимическим барьером для Au, Ag, Hg, Cu, Pb, As, В и др. В аргиллизитах незрелого типа синие глины образуют слой мощностью до 1 м на разных глубинах и приурочены к участкам, прогретым за счет циркуляции парогазовых струй. Эти аргиллизиты обогащены Au, Ag, Hg и др., вероятно, за счет высокой сорбционной активности коллоидных соединений сульфидов, кремнекислоты и серы. Таким образом, вся толща является сложным геохимическим барьером на этапе регрессивного развития гидротермальных систем. В процессе охлаждения систем, вероятно, происходит перераспределение металлов и других элементов в толще аргиллизированных пород и концентрирование их на субаквальном геохимическом барьере в синих глинах.

Для гидротермальных глин незрелого типа характерны изменчивость минерального состава, большая роль аморфных фаз и высокая активность катионов (Fe, Al, Mg, Ti, Mn, K, Ca, Na, P, F и др.) при переходе от аморфных к кристаллическим минеральным фазам. Для глинистых и других минералов типичны псевдоглобулярные, доменоподобные, глобулярно-пластинчатые и колломорфные микро- и наноструктуры, отражающие начальный этап образования глин. Одним из минералов-концентраторов рудных элементов является пирит.

Высокая сорбционная емкость пирита, по-видимому, связана с образованием особой минеральной пленки на поверхности кристаллов. В составе пленки обнаружены высокие содержания Ti, что свидетельствует об активности этого элемента в геотермальных условиях. Исследования гидротермальных глин позволили установить связь между глубинными флюидными и приповерхностными газо-гидрогеохимическими и минералогическими процессами (рис. 3).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10–05–00009а, 10–05–00503а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спицenkova М.В.* Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–84.
2. *Гусев А.И.* Наноматериалы, наноструктуры, нанотехнологии. М.: Физматлит, 2005. 416 с.
3. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Под ред. Ю.П. Масурenkova. М.: Наука, 1980. 172 с.
4. *Ероцев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
5. *Пампура В.Д., Хлебникова А.А.* Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. № 2. С. 52–63.
6. *Писарева М.В.* // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
7. *Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
8. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–56.
9. Структура гидротермальной системы / Под ред. С.Н. Рычагова, Н.С. Жатнуева, А.Д. Коробкова. М.: Наука, 1993. 298 с.
10. *Таусон В.Л., Логинов Б.А., Акимов В.В., Липко С.В.* // ДАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 806–809.
11. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
12. *Reyes A.G.* // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. V. 43. P. 279–309.