

## СТРУКТУРНАЯ ВОДА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИНАХ НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЙ ТЕРМОАНОМАЛИИ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

А. В. Сергеева\*, А. В. Наумов\*, С. Н. Рычагов\*\*, М. С. Чернов\*\*\*

\* Воронежский государственный университет (Воронеж),

\*\* Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский),

\*\*\* Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова (Москва)

Поступила в редакцию 15 августа 2012 г.

**Аннотация.** Исследованы инфракрасные спектры пропускания гидротермальных глин, образующихся в результате проявления современных геотермальных процессов в центральной части Нижне-Кошелевского пародоминирующего месторождения и одноименной термоаномалии, расположенных на юге Камчатского полуострова. Охарактеризовано состояние воды в минералах гидротермальных глин и отнесены характеристические полосы колебаний алюмосиликатного каркаса, на основании чего предложен фазовый состав глин. Сделаны предположения о физико-химических условиях образования глин изученных разрезов.

**Ключевые слова:** геотермальные аномалии (термоаномалии), гидротермальные глины, слоистые алюмосиликаты, связанная вода, инфракрасная спектроскопия.

**Abstract.** IR transmission spectra of hydrothermal argils, which are formed as a result of modern geothermal processes in the central part of the Nizhne-Koshelevsky deposits and Nizhne-Koshelevsky thermo-anomaly, located in the south of the Kamchatka peninsula are investigated. The state of water in mineral hydrothermal argils is characterized. The characteristic bands of aluminosilicate structure are discerned. On the basis of that one phase compositions of argils are considered. Hypothesizes on the conditions of the argils ore genesis are offered.

**Key words:** geothermal thermoanomalies, hydrothermal argils, layered aluminosilicate, the chemically bounded water, infra-red spectroscopy

### Введение

В гидротермальных системах областей современного и четвертичного вулканизма при разгрузке гидротермальных растворов и парогазовых струй вблизи и на дневной поверхности образуются аргиллизированные породы [1, 2]. Они могут распространяться по зонам разрывных тектонических нарушений до глубины  $\geq 500$  м. Но наиболее развиты толщи гидротермальных глин, образующие на дневной поверхности «плащи» средней мощностью 1,5–2,0 м и протяженностью до нескольких км. На основании детального изучения послойных разрезов гидротермальных глин на термальных полях (термоаномалиях) Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района (Южная Камчатка) была показана большая роль этих толщ: они служат верхним водоупором, тепловым изолятором и сложным комплексным геохимическим барьером [3]. Особое

значение имеет тот факт, что гидротермальные глины представляют собой современную высокодинамичную коллоиднодисперсную минералогеохимическую («живую») систему, активно взаимодействующую со всеми типами вод, газов и вмещающих пород [4, 5]. В этой системе велика роль не только свободных (трещинно-поровых) растворов, но и, по-видимому, воды, входящей в структуру слоистых алюмосиликатов – основных минералов, слагающих гидротермальные глины.

Слоистые алюмосиликаты являются фазами переменного состава с широкими областями гомогенности. Одним из компонентов этих фаз в оксидном базисе  $M_2^I O - M^{II} O - Al_2 O_3 - SiO_2 - H_2 O$  ( $M^I$  – щелочной,  $M^{II}$  – щелочноземельный металл) является вода, количество которой непостоянно, наряду с другими компонентами. Алюмосиликаты чувствительны как к условиям образования, так и к условиям пребывания. Смена температурного режима, изменение влажности и парциального давления водяного пара, солевого состава геотермальных вод, отражается на составе и строении алюмосиликатных фаз. В частности, состояние химически

© Сергеева А. В., Наумов А. В., Рычагов С. Н., Чернов М. С., 2012

связанной воды может служить индикатором физико-химических параметров геотермальной среды. Это обстоятельство определило постановку данной работы.

В структуре слоистых силикатов чередуются слои, образованные искаженными тетраэдрами  $[\text{SiO}_4]$  и октаэдрами  $[\text{AlO}_6]$ . Часть атомов кислорода этих тетраэдров и октаэдров связана с водородом в виде гидроксоалюминатных  $\text{Al-OH}$  и силаноль-

ных  $\text{Si-OH}$  групп. В пределах октаэдрического слоя можно выделить два типа  $\text{OH}$ -групп: ориентированных поперечно к слою и параллельно ему (рис. 1, 2). В структурах глин рядов каолинита и монтмориллонита сочетаются оба типа гидроксиллов [6, 7]. Имеются также растворенные координационно связанные молекулы воды, которые координируются в межслоевом пространстве по типу интеркаляции.

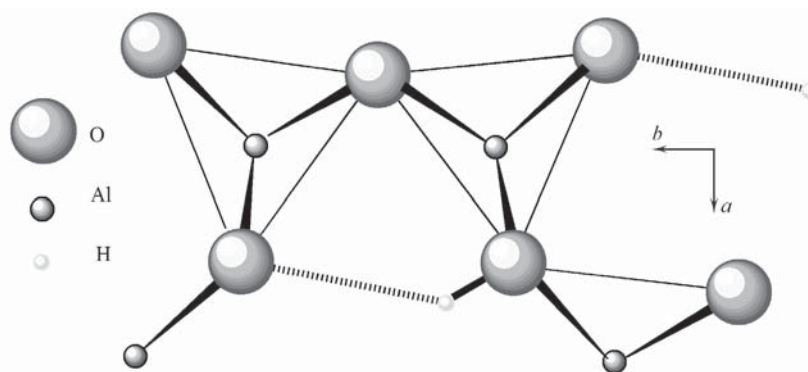


Рис. 1. Фрагмент октаэдрического алюмокислородного слоя каолинита (простр. гр.  $P1$ ,  $\gamma = 89,80^\circ$ ), содержащего  $\text{OH}$ -группы. Проекция на плоскость (001)

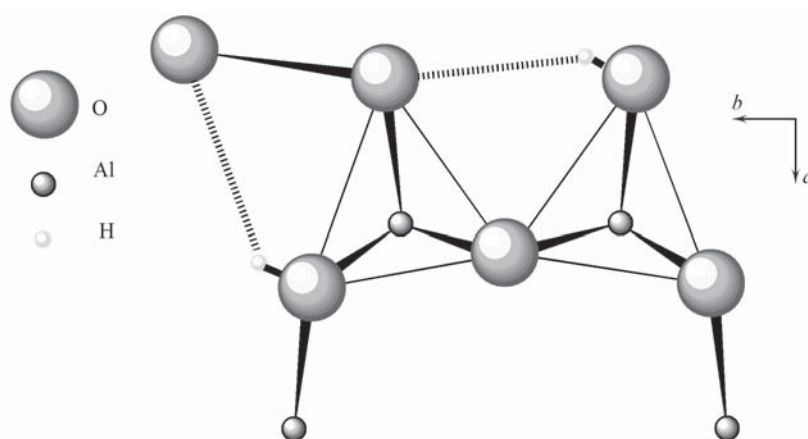


Рис. 2. Фрагмент октаэдрического алюмокислородного слоя диккита (простр. гр.  $Cc$ ,  $\gamma = 90,00^\circ$ ), содержащего  $\text{OH}$ -группы. Проекция на плоскость (001)

Вода и  $\text{OH}$ -группы, являясь структурными фрагментами глин, чутко реагируют на изменение температурного режима и изменение ее термодинамической активности. Содержание координированной воды в глинах определяется химическим потенциалом  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$  в системе, при условии достижения равновесия парообразной или жидкой фазы с глинистыми минералами. Активность воды в области температур и давлений, отвечающей насыщенному пару, обуславливается, кроме температуры и давления, природой и концентрацией растворенных компонентов (солей, кислот и т. п.). В области ненасыщенного пара активность воды определяется температурой и парциальным давлени-

ем водяного пара. Высокая активность воды (а следовательно, высокий потенциал  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ) будут приводить к повышению содержания растворенной и связанной воды в глинистых минералах, а понижение химического потенциала воды в системе приведет к обеднению глин водой. Поэтому исследование координированной воды и ковалентно связанных  $\text{OH}$ -групп в глинах важно, как для идентификации самих глинистых фаз, так и с точки зрения фиксации структурных изменений, происходящих в результате смены условий в геологических системах.

Информацию о состоянии  $\text{OH}$ -групп и молекул воды в силикатах дает инфракрасная спектроско-

пия – удобный и достаточно быстрый (до экспрессности) метод исследования. **Целью** данной работы является определение координации межслоевой воды и водородных связей ОН-групп в глинистых минералах Нижне-Кошелёвской термоаномалии как фрагментов структуры, чувствительных к внешним условиям.

### Экспериментальная часть

Образцы получены из двух разрезов гидротермальных глин Нижне-Кошелёвской термоаномалии в полевой сезон 2011 г. Информация об исследованных образцах представлена в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика исследованных образцов

№ образца	Место отбора	Глубина отбора, см	$t$ , °С	Характеристика материала
НК–1/11–5/2	Западная граница термоаномалии, левый борт рч. Гремучий. Слабо парящий участок.	140–160	98	Зеленовато-серые относительно однородные («монтмориллонитовые») глины, жесткие (сухие). Мелкие линзочки опаловидного материала, тонкая вкрапленность пирита.
НК–2/11–6	Центральная часть термоаномалии, прогретый активно парящий хребтик «Проходимец». Множество паро-газовых струй.	120–130	98 (105 <sup>1</sup> )	Серые («монтмориллонитовые») глины, насыщенные пиритом. Пятна более светлых пластичных глин (каолинит-сметитовых). Обилие кремнисто-марказитовых стяжений-линз. Высокая насыщенность слоя парогазовой смесью.

Примечание: <sup>1</sup> до вскрытия слоя.

Инфракрасные спектры пропускания измерены на приборе Vertex 70, методом нарушенного полного внутреннего отражения (НПВО) с призмой ZnS в интервале волновых чисел 500–4000 см<sup>-1</sup>. Образцы, имеющие воздушную влажность и длительно находящиеся в контакте с атмосферой при 20–25 °С в лабораторных условиях, готовили измельчением в агатовой ступке до пудрообразного состояния. Для съемки использовалась навеска порошка массой 0,01 г. Ввиду возможности взаимодействия образцов с галогенидами щелочных металлов, прессование в матрицах NaCl, KBr не применялось<sup>1</sup>.

Участок спектров в области валентных колебаний молекулярной воды преобразовывали к виду  $D(\lambda)$ , где  $D = -\lg T$  – оптическая плотность,  $T$  – относительное пропускание. Предполагая, что полоса поглощения имеет нормальную (гауссову) форму, спектры на этом участке представляли в виде комбинации трех полос:

$$f(\lambda) = \sum_{n=1}^3 a_n f_n(\lambda) + C, \quad (1)$$

где  $a_n$  – амплитуда;  $f_n$  – гауссова функция

$$f_n(\lambda) = \frac{1}{\sigma_n \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left( \frac{\lambda - \bar{\lambda}_n}{\sigma_n} \right)^2};$$

$\bar{\lambda}_n$  – центр полосы (мода);  $\sigma_n$  – полуширина полосы ( $\sigma_n^2$  – дисперсия);  $C$  – константа. Процедура аппроксимации измеренного спектра  $D(\lambda)$  функцией (1) состояла в минимизации суммы квадратов отклонений

$$S(a, \bar{\lambda}, \sigma; C) = \sum_i \left( D(\lambda_i) - \sum_n f_n(\lambda_i) - C \right)^2 \rightarrow \min$$

как функции трех векторов  $a = (a_n)$ ,  $\bar{\lambda} = (\bar{\lambda}_n)$ ,  $\sigma = (\sigma_n)$  и величины  $C$ . Локальный минимум  $S$  отыскивался в области «разумных», отвечающих физической ситуации, значений  $a$ ,  $\bar{\lambda}$ ,  $\sigma$ . Минимизация проводилась симплекс-методом в программе Origin® Pro 7.0. Центр полосы  $\bar{\lambda}_n$  считали длиной волны, соответствующей резонансному поглощению.

Элементарные ячейки кристаллических структур каолинита и диккита были сгенерированы с помощью программы PowderCell 2.4 [8]. Ячейки соответствуют полиморфным кристаллам состава  $Ai_4[Si_4O_{10}](OH)_8$  с пространственными группами  $C_1^1-P1$  (каолинит) и  $C_s^4-Cc$  (диксит) [9, 10]. Из ячеек выделен один алюмокислородный слой, ко-

<sup>1</sup> Спектры измерены в Центре коллективного пользования научным оборудованием Воронежского университета (ЦКПО ВГУ). Авторы выражают благодарность сотруднику Центра к. ф.-м. н., доц. Лукину А. Н. за помощь в измерении спектров.

торый представлен на рис. 1 и 2 в проекции на плоскость (001).

### Результаты и их обсуждение

Известно, что ОН-группа имеет одну узкую полосу поглощения в области 2,7–2,9 мкм, отвечающий единственным валентным колебаниям. Молекулы воды характеризуются поглощением в окрестности 3 и 6 мкм. При образовании водородной связи частота валентных колебаний ОН-группы несколько смещается в длинноволновую область [11].

Пик валентных колебаний гидроксила в исследованных глинах раздвоен и состоит из двух узких полос, с максимумами поглощения 2,71 и 2,76 мкм (рис. 3). Наличие двойного пика свидетельствует о присутствии двух типов гидроксильных групп, по-разному вовлеченных в систему водородных связей. Водородная связь  $X-O-H \cdots O$  (где  $X - Al, Si$ ) может быть образована с атомом кислорода этого же или соседнего слоя. Гидроксилу, расположенному поперечно слою, выгоднее образовывать водородную связь с соседним (тетраэдрическим) слоем, а гидроксилу, находящемуся в плоскости слоя – с атомами кислорода своего слоя. Согласно [6, 7], полоса около 2,71 мкм отвечает колебаниям фрагмента  $Al-O-H \cdots O$ , в котором водородная связь образована атомами соседних слоев. Напротив, пик 2,76 мкм соответствует колебаниям фрагмента  $Al-O-H \cdots O$ , образованного атомами, расположенными в пределах одного слоя (рис. 1, 2) [9, 10]. Частота колебаний ОН-группы, связанной с соседним слоем, близка к частоте колебаний ОН-группы, не образующей водородную связь. Видимо, это происходит из-за слабости водородной связи, возникающей между слоями. Так же ОН-группы могут быть связаны водородной связью с молекулами воды, координированными в межслоевом пространстве. Скорее всего, в этом случае положение полосы валентных колебаний гидроксила будет около 2,76 мкм или несколько больше. Указанные положения полос гидроксила характерны для слоистых силикатов группы каолинита и монтмориллонита.

В образце НК–1/11–5/2 интенсивности пиков 2,71 и 2,76 мкм сравнимы, причем коротковолновая полоса чуть менее интенсивна. В образце НК–2/11–6 интенсивность пика при 2,76 мкм значительно больше, чем пика при 2,7 мкм. Отношение интенсивностей полос ОН-группы является, согласно [6], идентификационным признаком, позволяющим отличить каолинит, галлуазит и диккит – слоистые

силикаты группы каолинита. У каолинита интенсивность коротковолнового пика выше длинноволнового, у галлуазита интенсивности сравнимы, а у диккита интенсивность коротковолнового пика ниже, чем интенсивность длинноволнового. Это изменение относительных интенсивностей двойного пика ОН-группы отражает изменение в структуре водородных связей при переходе от каолинита к галлуазиту и диккиту. У каолинита согласно [6, 7] между слоями октаэдрического алюминия и тетраэдрического кремния расположены шесть гидроксильных групп, а у галлуазита и диккита – только 4 (в среднем на элементарную ячейку). Это одна из вероятных причин того, почему интенсивность коротковолновой полосы ОН-группы, связанной с соседним слоем, уменьшается в направлении «каолинит – галлуазит – диккит». Причиной уменьшения интенсивности коротковолнового пика, кроме того, может являться образование водородной связи каркасных гидроксильных групп с молекулами воды, координированными в межслоевом пространстве. Возможно, так же, что при переходе «каолинит – галлуазит – диккит» происходит переориентация гидроксильных групп: из направления, поперечного слою, ОН-группа переходит в направление, параллельное ему.

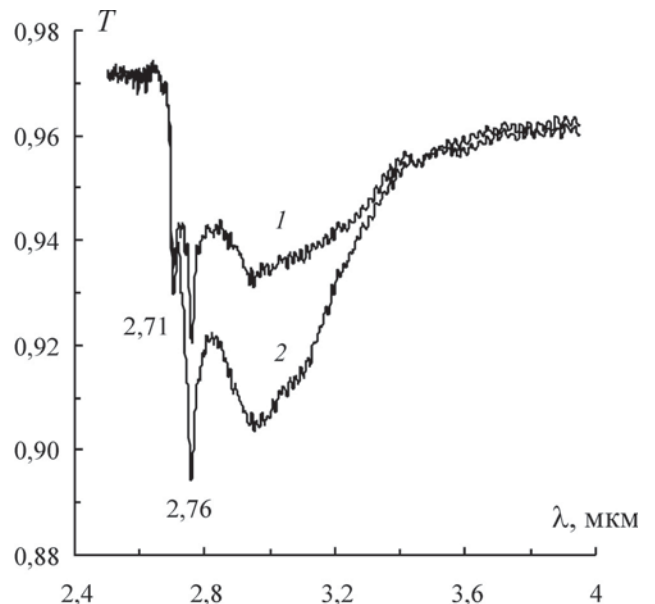


Рис. 3. ИК спектр пропускания глин в области 2,4–4,0 мкм: 1 – образец НК–1/11–5/2; 2 – образец НК–2/11–6

Рядом с острым и резким пиком гидроксила расположена асимметричная полоса поглощения воды с максимумом около 3 мкм. Эта полоса раскладывается на три гауссовы составляющие (рис.

4, 5). Первые две полосы отвечают валентным колебаниям координированных молекул воды: симметричному  $\nu_s$  и несимметричному  $\nu_{as}$  [11]. Их длины волн, указанные на рис. 4, 5, близки к частотам поглощения льда- $I_h$ . Полоса поглощения около 2,93 мкм может отвечать как воде, координированной в межслоевом пространстве к противоиону ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и др.), так и воде, адсорбированной на поверхности частиц глинистых минералов [7]. Третья полоса, широкая с максимумом 3,33 мкм (НК-2/11-6) и 3,55 мкм (НК-1/11-5/2), близка к значениям валентного колебания фрагмента C-H и может быть связана со следами органических примесей.

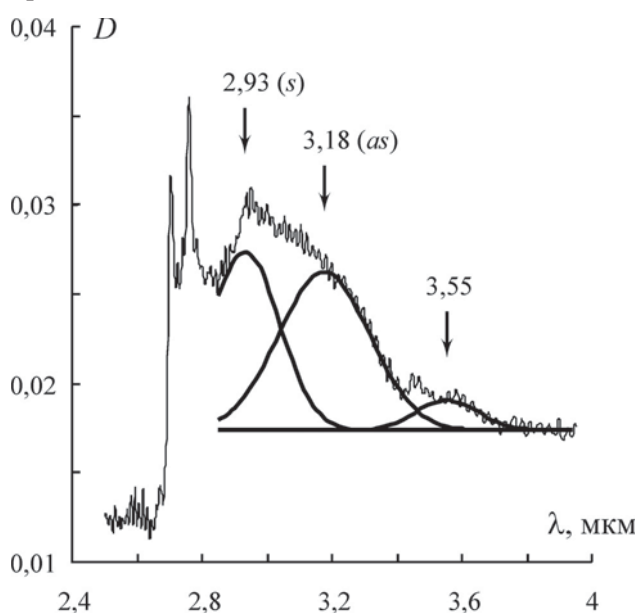


Рис. 4. Разложение полосы поглощения воды в образце НК-1/11-5/2

Деформационные колебания ( $\delta$ ) молекул воды с поглощением на длине волны 6,12 мкм также присутствуют на обоих спектрах (рис. 6) и также близки к частоте льда- $I_h$  (6,17 мкм [11]). Близость экспериментально зафиксированных полос поглощения к полосам твердой воды свидетельствует, что вода в глинистых минералах находится в координированном состоянии. У образца НК-2/11-6 интенсивность полосы поглощения  $\delta$ -колебания воды выше, чем у образца НК-1/11-5/2. Напрашивается вывод, что межслоевое пространство образца НК-2/11-6 более насыщено водой, чем у образца НК-1/11-5/2. Этот вывод хорошо согласуется с тем обстоятельством, что у образца НК-2/11-6 полоса  $\nu(\text{OH})$  при 2,7 мкм имеет низкую интенсивность относительно пика 2,76 мкм, а у образца НК-1/11-5/2 эти интенсивности сравнимы. В пер-

вом образце гидроксил связан водородной связью с молекулами межслоевой воды и атомами кислорода своего же слоя. Доля свободных гидроксильных (или связанных с соседним слоем) мала. Напротив, образец НК-1/11-5/2 «потерял» некоторую часть межслоевой воды, в результате чего часть гидроксильных «высвободилась», что привело к увеличению интенсивности полосы  $\nu(\text{OH})$  2,7 мкм.

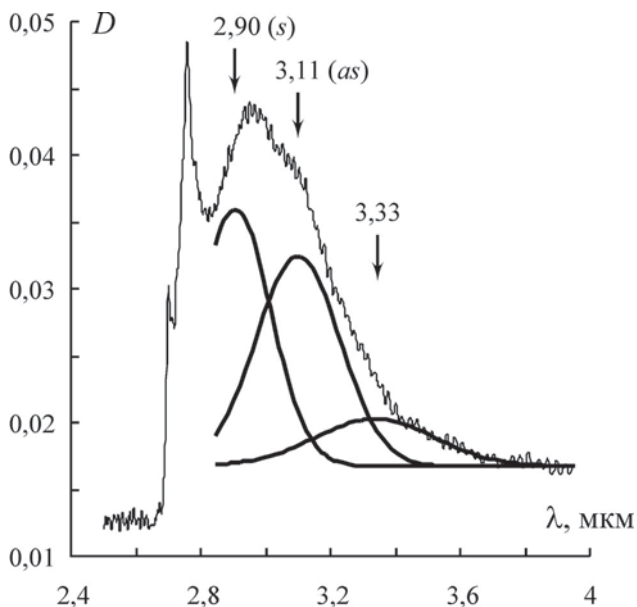


Рис. 5. Разложение полосы поглощения воды в образце НК-2/11-6

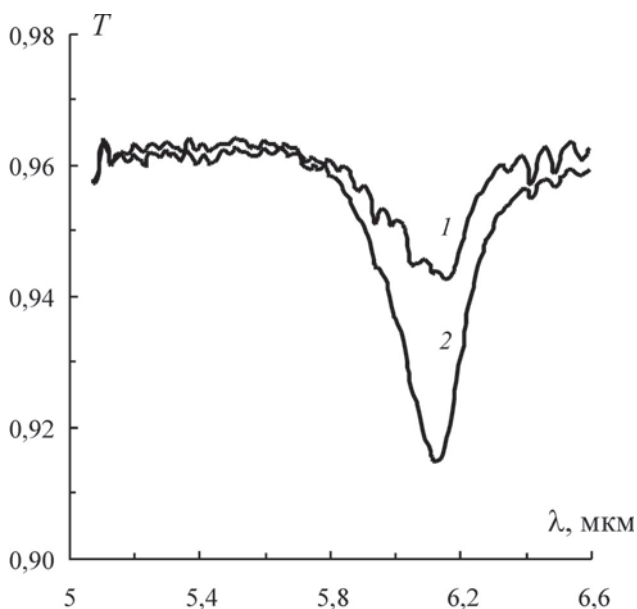


Рис. 6. ИК спектр пропускания глин в области 5,0–6,6 мкм: 1 – образец НК-1/11-5/2; 2 – образец НК-2/11-6

В плане идентификации исследованных образцов можно отметить, что вероятнее всего они представлены галлуазитом и монтмориллонитом; возможны диксит и каолинит. Для более точной идентификации следует рассмотреть область 8–12 мкм, в которой расположены полосы поглощения, отвечающие валентным колебаниям тетраэдров  $[\text{SiO}_4]$ , а так же колебания фрагмента  $\text{Al-O-H}$ . По очертаниям полос в этой области спектры исследованных образцов (рис. 7) напоминают спектр монтмориллонитовых глин [6, 7]. Основными являются полосы  $\nu(\text{SiO})$  8,90 мкм – выраженное плечо,  $\nu(\text{SiO}_4)$  10,0 мкм – наиболее интенсивная асимметричная полоса с неявным плечом около 9,70 мкм, и 11,0 мкм – полоса колебаний водородно-связанного фрагмента  $\text{Al-O-H}\cdots\text{O}$ . Максимумы полос поглощения с отнесением даны в табл. 2. Такая интерпретация фазового состава по данным ИК спектроскопии совпадает с результатами выполнявшегося ранее дифрактометрического исследования глин, сформированных в аналогичных условиях [12]. Эти исследования показывают пре-

имущественное формирование слоистых силикатов каолинового ряда.

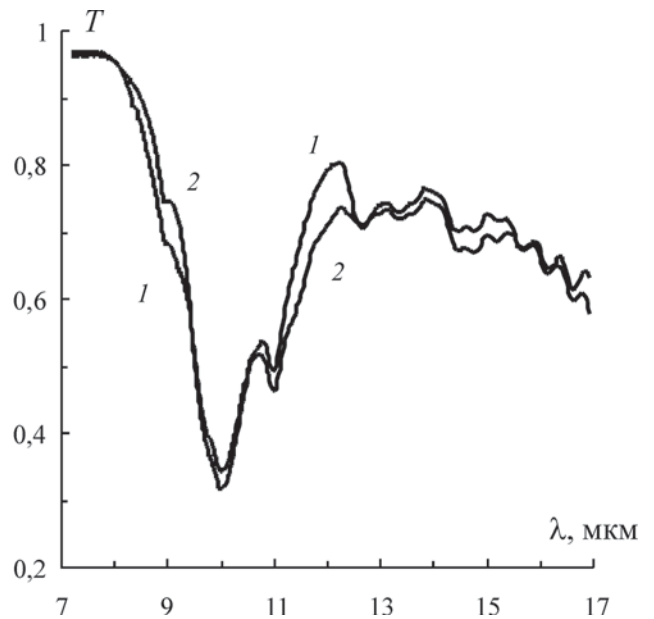


Рис. 7. ИК спектр пропускания глин в области 7–17 мкм: 1 – образец НК–1/11–5/2; 2 – образец НК–2/11–6.

Таблица 2

Отнесение полос поглощения гидротермальных глин

Полоса, мкм	Отнесение	Примечание	Фаза
2,70	$\nu(\text{OH})$	двойная	галлуазит (каолинит и монтмориллонит не исключаются)
2,76			
2,93	$\nu_s(\text{H}_2\text{O})$	размытая	группа монтмориллонита и/или каолинита, межслоевая вода
3,18	$\nu_{as}(\text{H}_2\text{O})$		
6,10	$\delta(\text{H}_2\text{O})$	средняя	монтмориллонит (каолинит, галлуазит)
8,90	$\nu(\text{SiO})$	плечо	галлуазит
10,0	$\nu$ , тетраэдр $[\text{SiO}_4]$	очень сильная	галлуазит (каолинит и монтмориллонит не исключаются)
11,0	$\text{Al-O-H}\cdots\text{O}$	сильная	галлуазит
12,7	$\nu$ , кольцо $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	двойная	монтмориллонит, $\alpha$ -кварц, аморфный $\text{SiO}_2$
13,3	$\text{Si-O-Al}$	слабая	галлуазит и/или каолинит
14,4		двойная	
14,8			

### Заключение

Анализ спектров в области поглощения воды и гидроксильных групп позволяет заключить, что образец НК–2/11–6 находился в условиях более высокой активности воды, чем образец НК–1/11–5/2. Это заключение базируется на том, что слабосвязанных гидроксильных групп в алюмосиликатах образца НК–2/11–6 меньше, чем в образце НК–1/11–5/2, а воды, в межслоевом пространстве – больше.

В точке отбора образца НК–2/11–6 фазы слоистых алюмосиликатов находились в равновесии с солевым раствором (трещинно-поровые капиллярно связанные растворы), скорее всего, при давлении, превышающим атмосферное. На это указывает вскипание поровых растворов, наблюдавшееся при вскрытии разреза. Высокая активность воды должна быть обусловлена здесь главным образом ионной силой раствора, которая определяется его ионным составом и концентрацией. Напротив, образец НК–1/11–5/2 находился в условиях ненасыщенного водяного пара. Парциальное давление паров воды в этой точке было относительно невысоким. Низкая термодинамическая активность воды в точке НК–1/11–5/2 привела к потере интеркалированной воды, координационно связанной в межслоевом пространстве слоистых алюмосиликатов.

Эти выводы, полученные по данным ИК-спектроскопии, хорошо согласуются с полевыми наблюдениями и общим минералогическим анализом гидротермальных глин. Разрезы НК–1/11 и НК–2/11 существенно отличаются друг от друга (см. табл. 1) по динамике газо-водного флюида, минеральному составу слоев глин и, вероятно, по температурному режиму этих участков Нижне-Кошелевской термоаномалии. Следует заметить, что несмотря на одинаковые значения замеренных температур (98 °С), в разрезе НК–2/11, по-видимому, происходит резкое охлаждение глин при вскрытии слоев, за счет интенсивного вскипания содержащихся в глине трещинно-поровых вод. Начальные температуры глинистого субстрата (до проходки шурфа) здесь составляют 103–105 °С на глубине  $\geq 100$  см.

Продолжение исследований структурной воды в минералах гидротермальных глин геотермальных полей позволит ответить на ряд вопросов, в частности, о взаимосвязи структурной воды и трещинно-поровых растворов, о формировании микро- и наноструктур аргиллизированных пород в «сухом»

и обводненном режимах, об определении механизмов транспорта химических соединений (в том числе комплексных соединений металлов) в многофазных системах, содержащих газ (пар), водные растворы и метасоматические породы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 10-05-00009а).*

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ероцев-Шак В. А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона / В. А. Ероцев-Шак. – М. : Наука, 1992. – 131 с.
2. Коробов А. Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма : автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук / А. Д. Коробов. – М. : ГИН РАН, 1994. – 50 с.
3. Рычагов С. Н. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) / С. Н. Рычагов, Р. Г. Давлетбаев, О. В. Ковина // Вулканология и сейсмология. – 2009. – № 2. – С. 39–55.
4. Рычагов С. Н. Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система / С. Н. Рычагов, В. Н. Соколов, М. С. Чернов // Доклады Академии Наук. – 2010. – Т. 435, № 6. – С. 806–809.
5. Рычагов С. Н. Миграция катионов в гидротермальных глинах: к вопросу о критериях металлоносности газо-гидротермальных флюидов геотермальных месторождений Южной Камчатки / С. Н. Рычагов [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2012. – № 4. – С. 1–14.
6. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов / И. И. Плюснина. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 191 с.
7. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов / И. И. Плюснина. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1976. – 175 с.
8. Nolze G. PowderCell 2.0 for Windows / G Nolze, W. Kraus // Powder Diffraction. – 1998. – V. 13, № 4. – P. 256–259.
9. Joswig W. The orientation of the hydroxyl groups in dickite by X-ray diffraction / W. Joswig, V. A. Drits // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte. – 1986. – P. 19–22.
10. Bish D. L. Rietveld refinement of the kaolinite structure at 1.5K / D. L. Bish // Clays and Clay Minerals. – 1993. – V. 41 (Issue 6). – P. 738–744.
11. Накамото К. ИК спектры и спектры КР неорганических и координационных соединений : пер. с англ. / К. Накамото ; под ред. Ю. А. Пентина. – М. : Мир, 1991. – 335 с.
12. Рычагов С. Н. Структура гидротермальной системы / С. Н. Рычагов, Н. С. Жатнуев, А. Д. Коробов [и др.]. – М. : Наука, 1993. – 239 с.

*Воронежский государственный университет  
А. В. Сергеева, кандидат химических наук, научный  
сотрудник кафедры минералогии, петрографии и  
геохимии  
Тел. 8-951-852-91-30  
valraf2009@yandex.ru*

*Voronezh State University  
A. V. Sergeeva, Candidate of the Chemical Sciences,  
chair of Mineralogy, Petrography and Geochemistry,  
research fellow  
Tel. 8-951-852-91-30  
valraf2009@yandex.ru*

*А. В. Наумов, кандидат химических наук, доцент  
кафедры общей и неорганической химии  
Тел. 8 (473) 220-86-10  
aither@bk.ru*

*A. V. Naumov, Candidate of the Chemical Sciences,  
chair of General and Inorganic Chemistry, associate  
professor  
Tel. 8 (473) 220-86-10  
aither@bk.ru*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
С. Н. Рычагов, доктор геолого-минералогических  
наук, заведующий лабораторией геотермии  
Тел. 8 (4152) 29-77-37  
rychsn@kscnet.ru*

*Institute of Volcanology and Seismology of FED RAS  
S. N. Rychagov, Doctor of the Geological and Miner-  
alogical Sciences, chief of the science geothermic  
laboratory  
Tel. 8 (4152) 29-79-54  
rychsn@kscnet.ru*

*Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова  
М. С. Чернов, кандидат геолого-минералогических  
наук, старший научный сотрудник кафедры инже-  
нерной и экологической геологии геологического  
факультета  
Тел. 8 (495) 939-34-69  
chernov@geol.msu.ru*

*Moscow State University, Geological Department  
M. S. Chernov, Candidate of the Geological and Min-  
eralogical Sciences, Chair of Engineering and Eco-  
logical Geology, senior staff scientist  
Tel. 8 (495) 939-34-69  
chernov@geol.msu.ru*