

**МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ОСНОВАНИЯ ТОЛЩИ ГЛИН КАК ИНДИКАТОРЫ  
ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (КАМЧАТКА)**

**С.Н. Рычагов<sup>1</sup>, А.В. Сергеева<sup>1</sup>, М.С. Чернов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rychn@kscnet.ru

<sup>2</sup>ФГБОУВО Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991; e-mail: chernov@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 27 октября 2016 г.

Детально изучен разрез толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля, входящего в структуру Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка). Установлено, что глины образовались вследствие аргиллизации потока лав андезитов под влиянием конденсата кислого сульфатного пара – в верхней части разреза, и вследствие смешения конденсата с восходящими щелочными растворами – в центральной части и ближе к основанию толщи. Выделяется горизонт мощностью более 1.5 м, который слагают однородные мягкопластичные до скрытотекучих глины, обладающие свойствами водоупора и термодинамического барьера. Под ними, при переходе к жестким грунтам в основании толщи глин, выделяются два горизонта, резко различающиеся составом и физическими характеристиками от залегающих выше. Один горизонт мощностью 0.4 м представлен «сухими» глинами твердой консистенции, сложенными каолинитом, смектитами, опалом,  $\alpha$ -кварцем и сульфидами и включающими фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобулы в количестве 1–2 об. %. Второй горизонт является пологопадающей жильной зоной кремнисто-карбонатного состава мощностью 0.25 м, включающей кремнисто-карбонатно-сульфидные глобулы. Оба типа глобулей и основная глинистая матрица, из которой они выделены, содержат повышенные (до 2-х порядков по сравнению со средними значениями в гидротермальных глинах) концентрации F, P, Na, Mg, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Cu, Zn. Предложена геолого-геохимическая модель, согласно которой на определенном этапе развития гидротермальной системы произошло внедрение глубинного металлоносного хлоридно-гидрокарбонатного раствора в проницаемую зону, сформировавшуюся в подошве потока лав андезитов под мягкопластичными глинами. Последующее кипение, охлаждение и пересыщение раствора относительно  $\alpha$ -кварца, карбонатов и сульфидов привело к образованию на первой стадии кремнисто-карбонатно-сульфидной, на второй – фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной минеральных ассоциаций. Наиболее вероятным источником флюида, оказавшего влияние на формирование глубинных металлоносных хлоридно-гидрокарбонатных растворов, является близповерхностный магматический очаг Камбального вулканического хребта, на западном склоне которого расположено Восточно-Паужетское термальное поле.

**Ключевые слова:** гидротермальная система, термальное поле, гидротермальные глины, металлоносные растворы, флюид, глобулы, минеральные ассоциации, Камчатка.

**ВВЕДЕНИЕ**

Аргиллизированные породы привлекают повышенное внимание ученых всего мира в связи с тем, что они обладают особыми физико-химическими свойствами, широко распространены в вулканических областях и служат индикатором многих геологических процессов. В работах Д.С. Коржинского, С.И. Набоко, В.Л. Русинова, В.А. Ерошчева-Шака, А.Д. Коробова, Дж. Хемли, А. Рейес и других веду-

щих ученых изучены условия образования аргиллизированных пород в областях современного и древнего вулканизма, детально охарактеризован минеральный состав зон серно- и уголекислотного выщелачивания в общем контексте эволюции гидротермального метаморфизма вулканогенных пород, предложены механизмы образования глинистых минералов, рассмотрены особенности процесса аргиллизации как фактора регрессивной направленности гидротермально-мета-

соматических процессов [3–5, 7, 9, 20, 21]. Известно, что залегающие вблизи и на дневной поверхности аргиллизированные породы могут играть роль верхнего водоупорного горизонта и теплового экрана в структуре современных гидротермальных систем [16], а развивающиеся по тектоническим нарушениям на глубину более 500 м зоны аргиллизации влияют на формирование блоков, обладающих контрастными петрофизическими свойствами пород и различными термодинамическими параметрами циркулирующих в них трещинно-поровых растворов [6, 10].

Однако вне поля зрения остался один из важнейших аспектов формирования аргиллизированных пород. Породы, полностью трансформированные в гидротермальные глины, образуют протяженные толщи в зоне гипергенеза гидротермальных систем [11]. Детальное послойное изучение опорных разрезов толщи глин термальных полей Южной Камчатки показало высокую изменчивость состава и свойств этих новообразований в зависимости от гидродинамического типа систем (паро- или вододоминирующих), времени воздействия гидротермально-метасоматических процессов на исходные породы, Р, Т и др. параметров геотермального теплоносителя [12, 14]. Таким образом, эти исследования позволили обратить внимание на гидротермальные глины как на длительноживущую (в течение голоцена или дольше) высокодинамичную коллоидно-дисперсную минералого-геохимическую систему, функционирующую на макро-, микро- и наноуровнях в зоне гипергенеза геотермальных месторождений [13, 23]. Повышенный интерес вызывает зона перехода гидротермальных глин в жесткие грунты, в пределах которой могут протекать высокодинамичные минералорудообразующие процессы [15]. Именно в такой зоне разреза гидротермальных глин на Восточно-Паужетском термальном поле (ВПТП) выделены горизонты, включающие минеральные ассоциации, не диагностированные ранее на других подобных объектах Курило-Камчатского региона и мира.

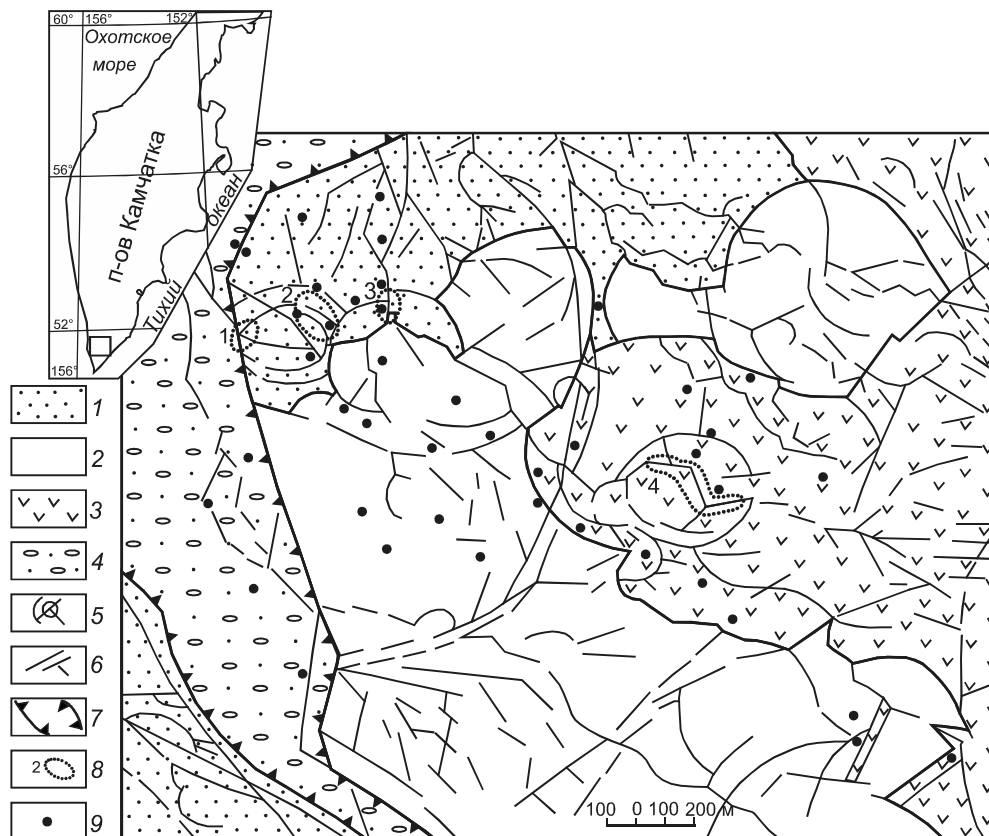
Таким образом, задачей настоящей работы является определение состава, структуры и условий образования минеральных рудных ассоциаций, выделенных в основании толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля, как индикаторов флюидного режима современной гидротермальной системы.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Восточно-Паужетское термальное поле (ВПТП) относится к восточному флангу Паужетской гидротермальной системы и одноименного геотермально-месторождения (рис. 1), расположенных на юге

Камчатки и получивших мировую известность благодаря строительству первой в СССР ГеоТЭС мощностью 11 МВт [8, 16]. ВПТП приурочено к западному склону Камбального вулканического хребта, который описывается как резургентное тектоно-магматическое поднятие в Паужетской кальдере четвертичного возраста [2]. Т/п находится на удалении 1–2 км от эксплуатационных участков и, видимо, поэтому характеризуется естественными термодинамическим и геохимическим режимами. Это обстоятельство имеет особое значение, поскольку характеристики других т/п месторождения за 40-летний период его эксплуатации (с 1966 г.) изменились вследствие падения уровня термальных вод; исчезли гейзеры, существовавшие до начала бурения в пойме р. Паужетка; остыли и покрылись растительностью «Теплые почвы» – крупная область разгрузки гидротерм в Паужетском верхнечетвертичном грабене [1, 16]. И, в то же время, в результате сброса термальных вод из скважин и сепараторов вблизи таких т/п сформировались плащи кремнистых осадков мощностью  $\geq 1$  м, в основании которых происходит аргиллизация почвенно-пирокластических отложений [19, 22].

ВПТП, как и другие поля Паужетской гидротермальной системы (рис. 1), приурочено к кольцевому тектоно-магматическому поднятию четвертичного возраста [16] и трассирует разрывные тектонические нарушения внутри этого блока. Оно локализовано на пологом склоне в долине руч. Лучший на абсолютных отметках 290–300 м. Центральный участок размером 120 × 60 м выделяется парящими грунтами, прогретыми до 105 °С на глубине 0.5–0.8 м; парогазовыми струями (до 98–100 °С на устьях); грязе-водными кипящими котлами и мелкими теплыми озерами. На удалении 150–300 м от участка вниз по ручью отмечаются отдельные термальные площадки с грязе-водными котлами, общий размер поля составляет около 150 × 500 м. Разгружающиеся термальные воды – кислые сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не превышает 0.8 г/дм<sup>3</sup>. Конденсат пара имеет близкий химический состав. О гидротермальных глинах, перекрывающих ВПТП единым чехлом, сведений практически нет: предполагалось, что они имеют типичные для этого района характеристики [16]. Однако полученные в последнее время данные о высоком коэффициенте аккумуляции Au пиритом этого т/п [18] и обнаружение скопления полиминеральных агрегатов в виде глобулей, состоящих из фосфатов, алюмосиликатов и сульфидов [15] – все это инициировало детальное изучение строения, состава и свойств толщи гидротермальных глин ВПТП.



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Паужетской гидротермальной системы (по [16], с уточнениями). Составил С.Н. Рычагов на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований В.И. Белоусова, Г.А. Карпова, В.А. Ямпольского и др. авторов.

1 – туффииты и туфы верхнепаужетской подсвиты позднеэоценового–раннечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 – андезиты и андезитобазальты среднечетвертичного возраста; 4 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения; 6 – линейные тектонические нарушения; 7 – Паужетский грабен позднечетвертичного возраста; 8 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые методы включали: проходку шурфов и скважин колонкового бурения, послойное опробование гидротермальных глин на определение их состава, макро- и микростроения и свойств; определение температуры по глубине и на площади т/п; шлиховой анализ с целью получения рудных фракций; определение плотности и влажности в естественном сложении и первичный минералогический анализ в лаборатории Паужетского геотермального стационара; выделение монофракций пирита, фракций глинистых минералов и глобулей.

Изучение общего химического и микрокомпонентного составов образцов глин, минеральных фракций и поровых вод проводилось по стандартным методикам, определения выполнены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Минеральный состав образцов глин и отдельных фракций определялся методами инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. ИК-спектры записаны на инфракрасном спектрометре IR Affinity с Фурье-преобразованием в диапазоне волновых чисел  $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ , разрешение  $2\text{--}4\text{ см}^{-1}$ , число сканов 80. Исследуемые пробы растирали в агатовой ступке и прессовали в таблетки с бромидом калия. Дифрактограммы получены на дифрактометре XRD 7000 (Shimadzu), оснащенном графитовым противомонохроматором и поликапиллярным коллиматором (излучение  $\text{CuK}_{\alpha 1}$ , напряжение 30 кВ, ток 30 мА, в диапазоне углов  $2\text{--}60^\circ 2\theta$ , шаг  $0.05^\circ 2\theta$ , в режиме непрерывного сканирования). Скорость сканирования составляла 0.5 град/мин, что эквивалентно выдержке в точке  $\theta$ . Изучение глинистой фракции проводилось как в воздушно-сухом, так и в насыщенном глицери-

ном состояниях. Уточнение профильных параметров дифрактограмм выполнено методом Ритвельда (программа PowderCell 2.4).

Для более детальной характеристики исследуемых образцов из них были выделены следующие фракции: по размерности – крупнозернистая и глинистая седиментационным методом, по плотности – средняя и тяжелая (выше  $2.9 \text{ г/см}^3$ ) методом разделения в тяжелых жидкостях (использовался бромформ квалификации ч). Агрегаты минеральных ассоциаций и глобулы выбраны вручную. Перед инструментальными исследованиями образцы приводили к воздушно-сухому состоянию.

Микроморфологические исследования проводились с помощью рентгеновского компьютерного микротомографа ( $\mu\text{КТ}$ ) Ymato TDM-1000H и растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450VP, оснащенного энерго-дисперсионным спектрометром INCA 300, на Геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

Определения физических характеристик образцов глинистых грунтов выполнялись по стандартным методикам, классификационные характеристики образцов получены в соответствии с ГОСТ 25100-2011.

#### СТРОЕНИЕ ТОЛЩИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН

Проходка трех скважин колонкового бурения и двух шурфов показала, что толща глин Центрального участка ВППП характеризуется малой мощностью (до 1.5–2.0 м), высокой неоднородностью химического и минерального составов по латерали и в вертикальных сечениях, наличием большого количества обломков андезитов, постоянно скатывающихся на ВППП вследствие эрозии окружающих его потоков лав. В этой части т/п в настоящее время происходит интенсивная аргиллизация пород. На границе участка в относительно «спокойном» блоке (отличающимся низкими температурами грунтов на поверхности, отсутствием парогазовых струй и т.п.) вскрыт разрез гидротермальных глин глубиной 4 м.

Толща глин имеет зональное строение (рис. 2). Глины верхнего горизонта (до 0.7 м) сложены каолинитом и минералами изоморфного ряда алуни-ярозит, содержат гетит и другие гидроксиды железа, пирит,  $\alpha$ -кварц. Этот горизонт относится к зоне сернокислотного выщелачивания, в которой выделяется слой черно-красных (гематитизированных) глин полутвердой консистенции с унаследованной псевдоморфной структурой блоковой отдельности исходных пород – лав андезитов (интервал 0.5–0.7 м). Переходный слой (0.7–0.9 м) к нижележащему наиболее мощному горизонту глин характеризуется тугопластичной консистенцией и выделяется повышенным содержа-

нием крупнокристаллического (до 1.5–2.0 мм), относительно равномерно рассеянного пирита. Основной горизонт (0.9–2.45 м) представлен серыми мягкопластичными до скрытотекучих глинами, характеризуется наличием большого количества кремнезема (кочечек, линз и прожилков опала и  $\alpha$ -кварца) и пирита (рассеянного или образующего жеоды и прожилки, часто мономинеральные). Этот горизонт мощностью 1.5 м сложен хорошо окристаллизованным каолинитом,  $\alpha$ -кварцем, опалом, полевыми шпатами, пиритом, марказитом (следы).

Далее выделяется четкий горизонт мощностью 40 см (интервал 2.45–2.85 м) темно-серых «сухих» глин полутвердой консистенции, сложенных каолинитом и смектитом в сопоставимых количествах и включающих глобулы, которые характеризуют минеральную ассоциацию первого типа (см. ниже).

Начиная с глубины 3.0 м глины характеризуются твердой консистенцией, содержание каолинита фиксируется в виде следов, основным слоистым силикатом является смектит. По данным рентгеновской дифрактометрии (рис. 3 а) и инфракрасной спектроскопии (рис. 3 б), смектит преобладает в слоях 14–18 (от 2.85 м до основания разреза – рис. 2), в сопоставимых количествах смектит и каолинит присутствуют в слоях 12–13 (интервал 2.45–2.85 м), хорошо окристаллизованный каолинит слагает глинистую фракцию в слоях 10–11 (выше 2.45 м). Рефлексы около  $5.6 (001)$  и  $17.5 (003) \text{ } ^\circ 2\theta$  на дифрактограммах принадлежат моноклинному смектиту (C2/m). Триклинному каолиниту принадлежат рефлексы  $12.3 (001)$   $25.0 (002)$ ,  $38.5 (1-31, -202)$ ,  $39.5 \text{ } ^\circ 2\theta (131)$ . Наиболее интенсивные рефлексы  $\alpha$ -кварца  $26.6 \text{ } ^\circ 2\theta (011, 101)$ , пирита  $33.05 \text{ } ^\circ 2\theta (200)$ .

Для всех образцов, содержащих смектит, была выполнена съемка как в воздушно-сухом, так и в насыщенном глицеринном состояниях. Расстояние  $d(001)$  увеличивается от  $15.2 \text{ \AA}$  (воздушно-сухие образцы) до  $18.5 \text{ \AA}$  (глицериновый комплекс).

На инфракрасных спектрах поглощения глинистых фракций отмечаются полосы, характерные для минералов группы каолинита и смектита. Наиболее интенсивные полосы поглощения смектита расположены около  $470, 535, 915, 1035, 1650, 3420, 3620 \text{ см}^{-1}$ . У каолинита интенсивные полосы находятся около  $470, 535, 700, 750, 795, 912, 940, 1010, 1035, 1115, 1650, 3620, 3650, 3670, 3700 \text{ см}^{-1}$ . Низкотемпературной модификации  $\text{SiO}_2$   $\alpha$ -кварцу принадлежат пики  $780$  и  $800 \text{ см}^{-1}$ , остальные его пики маскируются слоистыми силикатами. У каолинита и смектита есть ряд полос, происходящих от общих структурных фрагментов. В рассмотренном диапазоне это

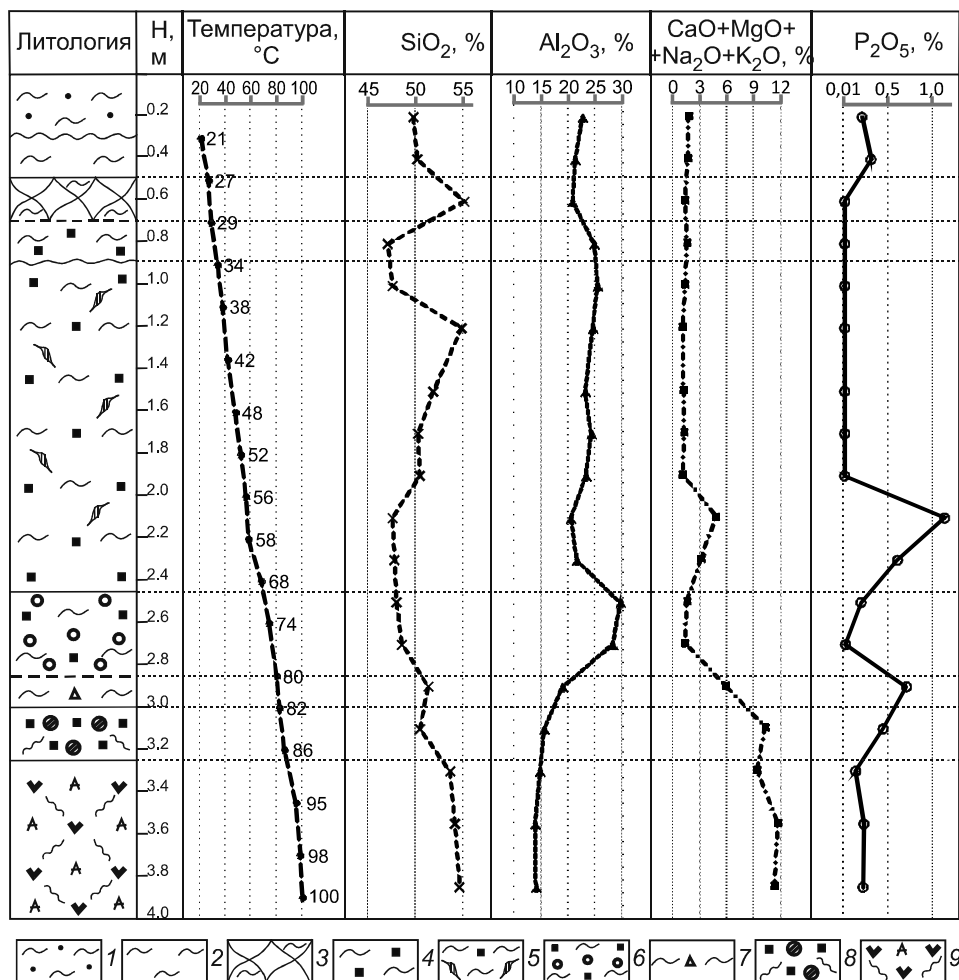


Рис. 2. Литолого-геохимическая колонка толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля.

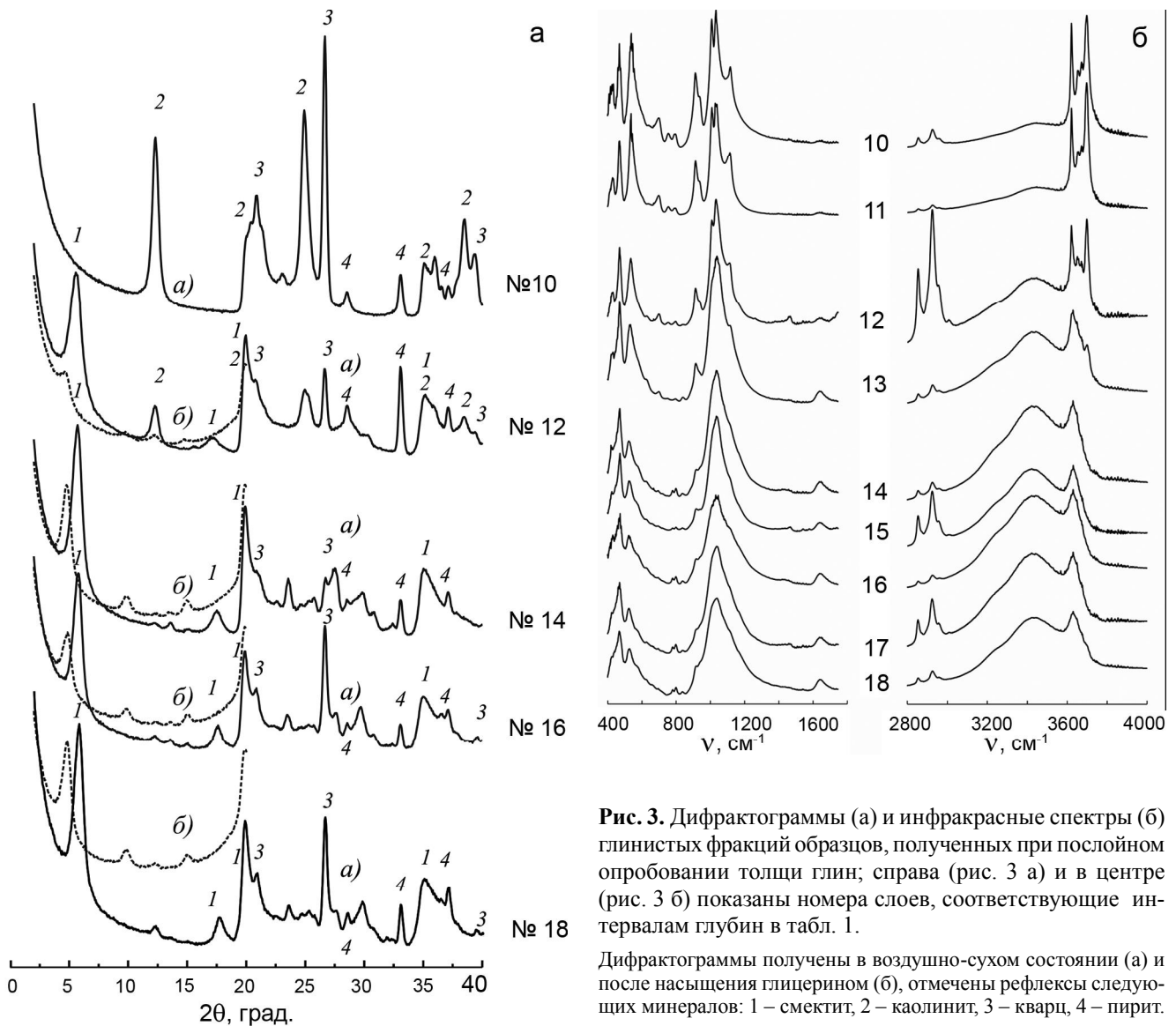
1–4 – зона сернокислотного выщелачивания: 1 – глины, образованные по переотложенным мелко-тонкообломочным делювиальным отложениям, 2 – типичные глины данной зоны, 3 – глины с псевдоморфной обломочной структурой лав андезитов, 4 – глины переходного слоя с высоким содержанием пирита; 5 – мягкопластичные до скрытотекучих глины с большим количеством сульфидов и минералов кремнезема; 6 – «сухие» (твердые) глины, включающие фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобулы; 7 – глины с обломками опала и кварца; 8 – кремнисто-карбонатно-сульфидная жильная зона, включающая аналогичные по составу глобулы; 9 – жесткое основание разреза: аргиллизированные лавы андезитов с большим количеством прожилков (линз, жезд) опала, кварца и карбонатов.

полосы (в см<sup>-1</sup>) около 470 (d(SiOSi)), 535 (d(SiOMe)), 915 (d(Al(OH)Al)), 1035 (n(SiO<sub>4</sub>)), 1650 (d(H<sub>2</sub>O)), 3420 (n(H<sub>2</sub>O)), 3620 (n(H<sub>2</sub>O)). На рис. 3 видно как с увеличением глубины отбора в смеси начинает преобладать диоктаэдрический смектит. Например, это можно проследить по исчезновению на ИК-спектре интенсивного и узкого пика 3700 см<sup>-1</sup>, отвечающего за колебание НО-группы, не вовлеченной в систему водородных связей в решетке каолинита.

На интервале 3.0–3.5 м в толще глин выделяются кремнисто-карбонатно-сульфидные отложения в виде пологопадающей жильной зоны: основная матрица сложена смектитом, содержит α-кварц, опал, полевошпатные твердые растворы вблизи состава альбита,

пирит, другие сульфиды; выделяются прожилки и жеоды магнезиального кальцита. Эта зона содержит глобулы, характеризующие минеральную ассоциацию второго типа (см. ниже).

Основание разреза глинистой толщи представлено «жесткими» скальными породами – лавами андезитов, полностью замещенными на агрегат смектит-опал-кварц-магнезиальный кальцит + пирит; отмечаются псевдоморфозы вторичных минералов по плагиоклазу; многочисленные прожилки и линзы сложены опалом, α-кварцем, кальцитом, пиритом. Исходя из особенностей состава, свойств и структуры толщи, мы полагаем, что в данном блоке Восточно-Паужетского т/п, в отличие от многих других т/п рай-



**Рис. 3.** Дифрактограммы (а) и инфракрасные спектры (б) глинистых фракций образцов, полученных при послойном опробовании толщи глин; справа (рис. 3 а) и в центре (рис. 3 б) показаны номера слоев, соответствующие интервалам глубин в табл. 1.

Дифрактограммы получены в воздушно-сухом состоянии (а) и после насыщения глицерином (б), отмечены рефлексы следующих минералов: 1 – смектит, 2 – каолинит, 3 – кварц, 4 – пирит.

она [11, 12], гидротермальные глины сформировались за счет перерождения *in situ* коренных горных пород – лав андезитов.

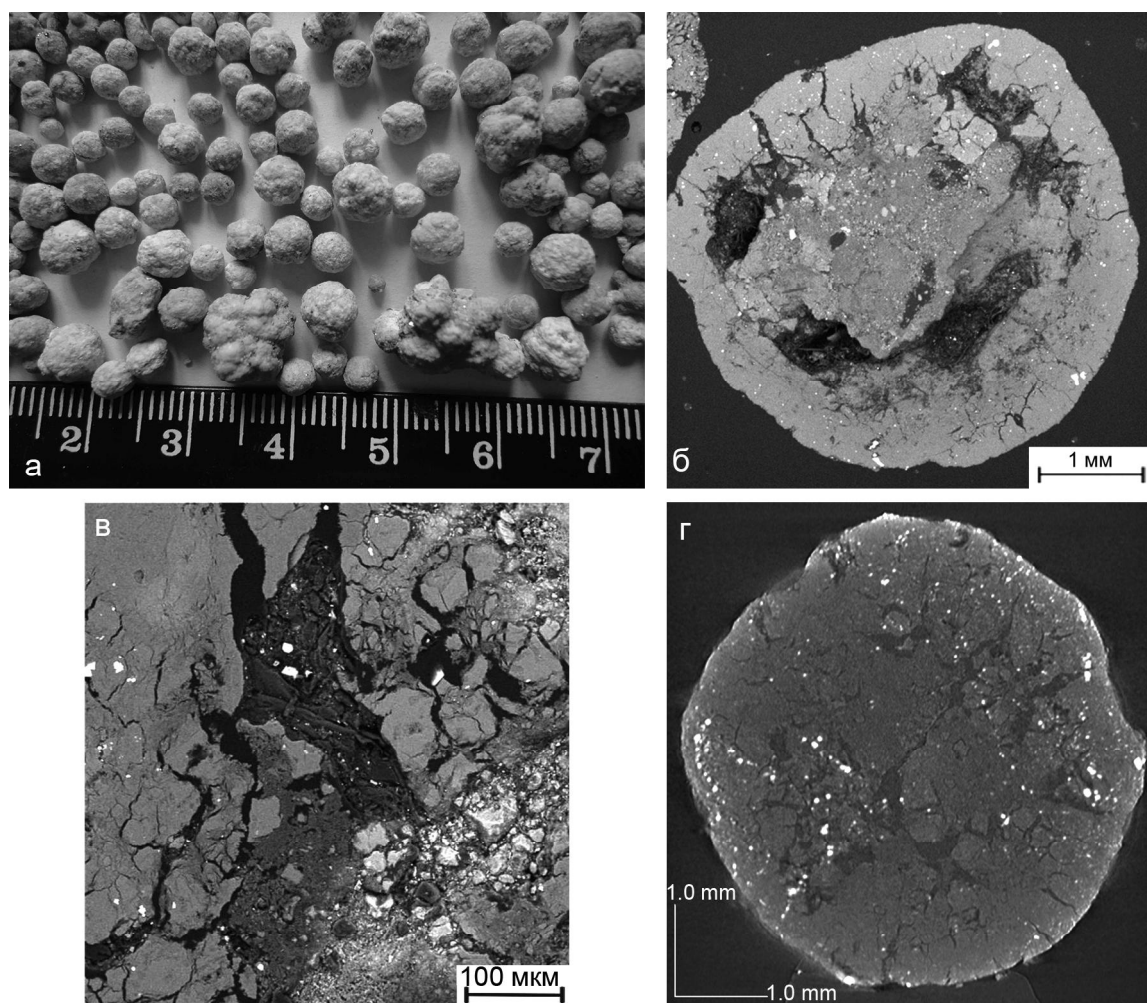
Изменение температуры глинистых грунтов по разрезу отражает некоторые особенности физико-химических свойств и, соответственно, минерального состава толщи: наблюдается скачок температуры в основании горизонта мягкопластичных глин, повышенный температурный градиент в слое «сухих» глин и в основании кремнисто-карбонатно-сульфидной жильной зоны (рис. 2). В нижней части разреза существенно увеличивается и растет с глубиной содержание Са, Mg, Na, К и Р (а также редких щелочных, редкоземельных, многих других элементов) (табл. 1), что, вероятно, связано с тем, что здесь в условиях повышенной трещинно-поровой проницаемости происходит разгрузка термальных вод, а преобладающий в глинах

смектит является хорошим сорбентом многих металлов. Данная общая тенденция нарушается в горизонте темно-серых «сухих» глин, где концентрация щелочных элементов снижается до минимума, возрастает содержание  $Al_2O_3$  (до 30 % против средних по толще 15–22 %), содержание фосфора колеблется в широких пределах. Это обусловлено образованием специфических минералов в данном горизонте (см. ниже). Поровые растворы принципиально схожи с активно циркулирующими по трещинам и разгружающимися на дневной поверхности термальными водами: кислые и слабокислые сульфатные с широким катионным составом, но средняя минерализация значительно выше (2.0–3.5 г/дм<sup>3</sup>). Поровые воды содержат высокие концентрации Cl (до 100–160 мг/дм<sup>3</sup>), обогащены редкими щелочами (до 3 мг/дм<sup>3</sup> в сумме), переходными металлами: Ti – до 1 мг/дм<sup>3</sup>, Zn – до 20 мг/дм<sup>3</sup>,

Таблица 1. Химический состав отложений (%) в разрезе толщи гидротермальных глин на границе современного активного участка Восточно-Паужетского термального поля (шурфы ВПП-1/13 и ВПП-1/14).

Номер образца	Глубина, см	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ppp	Sum	S
ВПП-1/13-1	0–30	49.8	1.36	22.7	11.4	0.160	0.143	0.204	1.00	0.515	0.0875	0.219	12.3	99.89	0.02
ВПП-1/13-2	30–50	50.2	1.35	21.3	13.1	0.290	0.0433	0.185	0.858	0.506	0.101	0.324	11.5	99.76	0.03
ВПП-1/13-3	50–70	55.2	1.38	20.8	8.68	0.720	0.0195	0.178	0.662	0.404	0.125	0.0286	11.4	99.60	0.31
ВПП-1/13-4	70–90	47.1	1.26	24.8	5.62	0.720	0.0096	0.171	0.693	0.602	0.118	0.0318	17.0	98.13	1.82
ВПП-1/13-5	90–110	47.6	1.33	25.5	5.02	0.620	0.00904	0.165	0.495	0.587	0.0846	0.0333	17.1	98.54	1.36
ВПП-1/13-6	110–135	54.9	1.23	24.6	2.92	0.750	0.00631	0.174	0.371	0.474	0.0969	0.0318	13.6	99.15	0.81
ВПП-1/13-7	135–160	51.9	1.17	23.2	5.07	1.06	0.00952	0.173	0.395	0.481	0.130	0.0341	14.5	98.12	1.78
ВПП-1/13-8	160–180	50.3	1.19	24.3	5.15	0.550	0.00725	0.169	0.378	0.517	0.161	0.0328	15.7	98.46	1.41
ВПП-1/13-9	180–200	50.5	1.17	23.3	6.10	0.500	0.0085	0.169	0.330	0.500	0.0551	0.0324	15.4	98.07	1.85
ВПП-1/14-10	200–220	47.6	0.924	20.5	5.12	1.08	0.404	0.126	2.12	1.12	0.426	<b>1.13</b>	18.8	98.99	0.917
ВПП-1/14-11	220–245	47.8	0.866	21.6	5.36	0.970	0.029	0.129	1.83	0.972	0.344	<b>0.606</b>	18.4	98.91	1.07
ВПП-1/14-12	245–265	48.0	1.12	<b>29.7</b>	5.36	0.620	0.0146	0.105	0.410	1.06	0.0688	<b>0.213</b>	12.3	98.87	1.07
ВПП-1/14-13	265–285	48.6	1.06	<b>28.3</b>	4.61	0.690	0.0097	0.0756	0.206	0.989	0.0571	<b>0.0381</b>	14.4	99.04	0.891
ВПП-1/14-14	285–300	51.4	0.834	19.0	4.24	0.970	0.199	<b>0.781</b>	<b>2.48</b>	<b>1.34</b>	<b>1.25</b>	<b>0.713</b>	16.1	99.31	0.673
ВПП-1/14-15	300–325	50.5	0.754	<b>15.6</b>	4.85	1.30	0.239	<b>2.74</b>	<b>5.29</b>	<b>1.45</b>	<b>0.860</b>	<b>0.448</b>	15.3	99.33	0.634
ВПП-1/14-16	325–345	<b>53.7</b>	0.702	<b>14.8</b>	5.24	1.99	0.122	<b>1.37</b>	<b>5.52</b>	<b>1.36</b>	<b>1.08</b>	<b>0.150</b>	13.4	99.43	0.584
ВПП-1/14-17	345–370	<b>54.2</b>	0.729	<b>13.9</b>	4.61	2.45	0.140	<b>1.51</b>	<b>7.20</b>	<b>1.68</b>	<b>1.28</b>	<b>0.235</b>	11.7	99.63	0.446
ВПП-1/14-18	370–400	<b>54.7</b>	0.707	<b>14.1</b>	3.56	3.29	0.149	<b>1.35</b>	<b>6.95</b>	<b>1.65</b>	<b>1.33</b>	<b>0.229</b>	11.5	99.52	0.496
ВПП-1/14-12Ша	245–265	22.8	0.220	23.7	1.82	0.250	0.0015	0.0746	0.318	1.81	0.0641	<b>26.4</b>	21.8	99.26	0.541
ВПП-1/14-15Ша	300–325	20.0	0.102	4.35	1.97	0.530	1.03	<b>33.1</b>	<b>1.45</b>	<b>1.41</b>	<b>0.134</b>	<b>0.118</b>	34.4	98.59	1.33
ВПП-1/14-15KS	300–325	45.4	0.563	14.1	2.97	1.65	0.390	<b>8.80</b>	<b>4.72</b>	<b>1.33</b>	<b>0.618</b>	<b>0.238</b>	18.8	99.58	0.487
ВПП-1/14-16KS	325–345	52.1	0.829	17.0	3.63	1.83	0.112	<b>1.53</b>	<b>5.83</b>	<b>1.61</b>	<b>0.648</b>	<b>0.173</b>	14.2	99.49	0.569
ВПП-1/14-17KS	345–370	54.8	0.753	14.1	3.52	2.39	0.137	<b>1.36</b>	<b>7.53</b>	<b>1.93</b>	<b>1.52</b>	<b>0.193</b>	11.4	99.63	0.337

Примечание. Данные получены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре "S4 PIONEER". Аналитики: Е.В. Каргашева, Н.Ю. Курносова, Н.И. Чеброва, В.М. Роголина. Полуширинным курсивным шрифтом выделены значения, обсуждаемые в тексте.



**Рис. 4.** Фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобулы.

а – общий вид; б – изображение в отраженных электронах, полученное на РЭМ Vega3 TESCAN, оснащенном ЭДС (ИВиС ДВО РАН, оператор Т.М. Философова): типичное строение глобулы; в – то же, фрагмент строения: светло-серая матрица отвечает по составу фосфатам, содержит микровключения алюмосиликатов и кристаллы сульфидов; темно-серое – разуплотненные участки, выполненные алюмосиликатами с сульфидами и микровключениями фосфатов; черное – пустоты; г – полутоновое изображение микрофотографического сечения глобулы, полученное с помощью рентгеновского компьютерного микрофотографа (μКТ) Ymato TDM-1000H (Геологический факультет МГУ, оператор М.С. Чернов).

Sc – до 50–300 мкг/дм<sup>3</sup> (табл. 2). В основании толщи (3.0–4.0 м) преобладают нейтральные (до щелочных) сульфатно-гидрокарбонатные поровые воды, существенно возрастает содержание щелочных компонентов (в сумме до 0.8 г/дм<sup>3</sup>), растворенной ортокремниевой кислоты (0.5–1.1 г/дм<sup>3</sup>) и микроэлементов.

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ОСНОВАНИЯ ТОЛЩИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН И ИХ ГЕНЕЗИС

Горизонт темно-серых «сухих» глин (интервал 2.45–2.85 м) включает минеральные образования шаровидной формы (глобулы I типа) серо-зеленого и светло-серого цвета размером от < 0.1 мм до 5–7 мм (рис. 4). Глобулы имеют почковидную структуру поверхности, образуют агрегаты сложной формы, но

преобладают отдельные круглые частицы размером 1.0–2.5 мм. Содержание глобулей в горизонте составляет 1–2 об. %. Элементный состав глобулей показывает наличие P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (24–27 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (23–24 мас. %), SiO<sub>2</sub> (20–23 мас. %), а также ряда других элементов (K, Na, Mg, Ca, Mn, Fe, Sc, Cu, Ti, V, Zn, Cr); характерны высокие концентрации F (табл. 3).

По данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии глобулы состоят преимущественно из варисцита (AlPO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O, пр. гр. P6<sub>3</sub>mc) и метаварисцита (моноклинная модификация AlPO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O), присутствуют каолинит, смектит, пирит, α-кварц, опал, марказит (следы). Сопутствующие фосфаты, идентифицирующиеся с меньшей надежностью: паравоксит



Таблица 2. Общий химический (мг/дм<sup>3</sup>) и микрокомпонентный (мкг/дм<sup>3</sup>) состав поровых растворов толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (шурфы ВПП-1/13 и ВПП-1/14, пройденные на границе современного активного участка).

Компоненты	Номера проб											
	Глубина отбора проб, см											
	ВПП-1/13-1	ВПП-1/13-2	ВПП-1/13-3	ВПП-1/13-4	ВПП-1/13-5	ВПП-1/13-6	ВПП-1/13-7	ВПП-1/13-8	ВПП-1/13-9	180-200		
0-30	30-50	50-70	70-90	90-110	110-135	135-160	160-180	180-200	180-200	180-200		
pH	5.09	4.12	3.22	3.44	3.69	3.62	3.22	3.52	3.77			
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	88.3	1.15	1.2	1.1	1.3	1.3	1.4	1.3	1.3			
F	2.4	2.3	2.5	2.2	2.6	2.5	2.8	2.6	2.7			
Cl <sup>-</sup>	28.0	36.5	1.2	15.8	37.4	99.2	1.4	18.6	19.2			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	79.0	130.5	1805.4	1802.2	1865.8	1969.0	2088.0	1640.1	1766.8			
<b>Сумма анионов</b>	<b>197.7</b>	<b>170.5</b>	<b>1809.1</b>	<b>1821.3</b>	<b>1907.1</b>	<b>2072.0</b>	<b>2093.6</b>	<b>1662.6</b>	<b>1790.0</b>			
H <sup>+</sup>	-	-	15.5	8.5	5.5	6.3	9.5	8.4	4.9			
Na <sup>+</sup>	27.7	24.0	19.4	17.2	16.8	35.6	25.5	24.1	23.0			
K <sup>+</sup>	8.0	6.7	9.6	10.7	7.4	14.4	12.9	13.1	8.9			
Ca <sup>2+</sup>	19.1	21.0	43.4	12.0	13.9	17.2	12.9	16.0	11.6			
Mg <sup>2+</sup>	2.9	3.2	11.5	9.4	6.1	5.8	5.6	5.5	5.4			
Fe <sup>2+</sup>	2.4	2.3	3.7	14.0	28.2	2.5	28.6	40.8	68.8			
Fe <sup>3+</sup>	2.4	2.3	10.3	24.7	7.9	2.5	21.9	2.6	14.8			
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	2.7	1.15	7.6	1.1	5.8	2.3	14.3	14.6	16.2			
<b>Сумма катионов</b>	<b>270.2</b>	<b>60.7</b>	<b>121.0</b>	<b>97.6</b>	<b>91.6</b>	<b>86.6</b>	<b>131.2</b>	<b>125.1</b>	<b>153.6</b>			
H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	6.8	6.5	6.9	6.2	7.4	7.1	7.8	7.3	7.6			
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> растворимая	27.0	43.7	334.6	421.3	429.2	387.0	436.4	375.1	397.6			
<b>Минерализация</b>	<b>501.7</b>	<b>281.4</b>	<b>2271.6</b>	<b>2346.4</b>	<b>2435.3</b>	<b>2552.7</b>	<b>2669.0</b>	<b>2170.1</b>	<b>2348.8</b>			
<b>Li</b>	12.3	22.2	24.5	26.3	22.9	34.3	46.2	33.2	31.3			
<b>B</b>	460	340	320	260	350	2780	2520	970	3830			
<b>Sc</b>	0.6	0.6	21.3	21.8	13.4	14.9	19.9	6.0	24.3			
<b>Ti</b>	25.1	27.5	33.6	25.4	41.4	50.7	62.5	45.5	130			
<b>Br</b>	11	22	30	25	27	4.5	38	35	22			
<b>Rb</b>	28	31	46	48	38	46	58	57	31			
<b>Sr</b>	100	145	160	130	110	115	140	140	140			
<b>Hg</b>	4	58.7	4.6	6.1	9.1	12.7	48.8	1.7	5.8			

*Примечание.* Определения общего химического состава выполнены в ИВиС ДВО РАН, аналитики А.А. Кузьмина, В.В. Дунин-Барковская, С.В. Сергеева, Н.А. Соловьева. Знак “-” – значение компонента ниже предела обнаружения. Данные по микрокомпонентному составу получены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, метод ИСР MS, аналитики Г.П. Сандимирова, Е.В. Смирнова. Определение содержания грунта выполнено там же атомно-абсорбционным методом, аналитики Л.Д. Андрулайтис, О.С. Рязанцева.

Таблица 2. (Продолжение).

Компоненты	Номера проб										
	ВПП-1/13-10	ВПП-1/13-11	ВПП-1/13-12	ВПП-1/14-13	ВПП-1/14-14	ВПП-1/14-15	ВПП-1/14-16	ВПП-1/14-17			
	Глубина отбора проб, см										
	200-220	220-245	245-265	265-285	285-300	300-325	325-345	345-370			
pH лаб.	3.62	3.45	3.72	4.56	4.55	7.25	5.7	7.09			
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1.4	1.2	1.2	1.4	1.7	690.8	2.5	588.9			
F	2.8	2.4	2.4	5.5	6.3	8.3	9.5	10.2			
Cl <sup>-</sup>	39.8	156.1	1.2	1.4	47.2	2.2	70.7	76.2			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1936.7	1685.5	1641.6	997	292.7	95.8	473.0	311.1			
<b>Сумма анионов</b>	<b>1980.7</b>	<b>1845.2</b>	<b>1646.4</b>	<b>1005.3</b>	<b>347.9</b>	<b>797.1</b>	<b>555.7</b>	<b>986.4</b>			
H <sup>+</sup>	7.3	9.0	4.9	-	-	-	-	-			
Na <sup>+</sup>	22.7	18.0	16.1	32.4	50.0	56.6	64.7	103.5			
K <sup>+</sup>	9.2	8.5	16.4	69.2	95.0	105.8	108.0	134.6			
Ca <sup>2+</sup>	13.2	15.1	27.3	128.6	295.3	325.3	389.8	390.0			
Mg <sup>2+</sup>	5.0	7.6	16.6	60.6	96.4	124.6	193.6	200.6			
Fe <sup>2+</sup>	61.9	72.4	41.2	2.9	3.3	4.4	5.0	5.4			
Fe <sup>3+</sup>	2.8	4.4	5.9	2.9	3.3	4.4	5.0	5.4			
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	15.1	7.8	12.0	2.9	16.6	555.3	5.0	21.5			
<b>Сумма катионов</b>	<b>137.2</b>	<b>142.8</b>	<b>140.4</b>	<b>299.5</b>	<b>559.9</b>	<b>1176.4</b>	<b>771.1</b>	<b>861.0</b>			
H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	7.8	6.8	6.8	8.1	9.3	12.2	13.9	15.0			
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> растворимая	338.8	275.4	255.1	248.0	257.8	427.7	1042.4	1110.7			
<b>Минерализация</b>	<b>2464.5</b>	<b>2270.1</b>	<b>2048.7</b>	<b>1560.9</b>	<b>1174.9</b>	<b>2413.4</b>	<b>2383.1</b>	<b>2973.1</b>			
<b>Li</b>	39.5	32	34	39.5	66.5	87.1	150	1070			
<b>B</b>	1090	680	330	560	1000	1300	1000	10190			
<b>Sc</b>	50.4	51.2	17.8	25.4	26.6	48	64.7	320			
<b>Ti</b>	93.6	47.3	50.5	84.6	66.5	78.4	150	1020			
<b>Br</b>	33	6.6	2.1	420	570	780	800	1070			
<b>Rb</b>	60	65	120	395	300	260	250	1610			
<b>Sr</b>	140	90	40	140	230	350	600	5900			
<b>Hg</b>	3.6	2.7	2.7	6.1	20.6	29.1	37.6	38.3			

Таблица 3. Содержание микрокомпонентов в тонкой фракции гидротермальных глин, в пирите и глобулах. Разрез толщи гидротермальных глин на границе современного активного участка Восточно-Паужетского термального поля (шурф ВПП-1/14).

Элемент	Номера проб																																				
	ВПП-1/14-10Гл		ВПП-1/14-11Гл		ВПП-1/14-12Гл		ВПП-1/14-13Гл		ВПП-1/14-14Гл		ВПП-1/14-15Гл		ВПП-1/14-16Гл		ВПП-1/14-17Гл		ВПП-1/14-18Гл		ВПП-1/14-10Пг		ВПП-1/14-12Пг		ВПП-1/14-13Пг		ВПП-1/14-15Пг		ВПП-1/14-16Пг		ВПП-1/14-12Ша		ВПП-1/14-13Ша		ВПП-1/14-15Ша		ВПП-1/14-15КС		
	200- 220	220- 245	240- 265	265- 285	285- 300	300- 325	325- 345	345- 370	370- 400	400- 425	425- 450	450- 475	475- 500	500- 525	525- 550	550- 575	575- 600	600- 625	625- 650	650- 675	675- 700	700- 725	725- 750	750- 775	775- 800	800- 825	825- 850	850- 875	875- 900	900- 925	925- 950	950- 975	975- 1000	1000- 1025	1025- 1050	1050- 1075	1075- 1100
Li	5.9	4.97	10.1	11.1	9.7	31	19	19	19	19	19	19	19	19	21	0.39	0.40	0.44	0.82	0.72	2.32	3.22	0.91	22	0.82	0.72	2.32	3.22	0.91	22	0.82	0.72	2.32	3.22	0.91	22	
Be	0.9	1.56	1.28	0.59	1.91	1.86	0.6	0.56	0.55	0.033	0.038	0.053	0.058	0.034	0.16	0.033	0.038	0.053	0.058	0.034	6.2	3.26	0.16	1.22	0.058	0.034	6.2	3.26	0.16	1.22	0.058	0.034	6.2	3.26	0.16	1.22	
Sc	25	37	73	46	26	23	18	19	19	19	19	19	19	19	19	45	6.8	2.15	1.6	1.26	2107	1279	5.3	30	1.6	1.26	2107	1279	5.3	30	1.6	1.26	2107	1279	5.3	30	
Ti	8484	8048	6679	7293	5594	5348	4658	4815	5574	1662	2750	2312	709	1041	1041	1662	2750	2312	709	1041	1041	2205	1739	269	6262	1041	1041	2205	1739	269	6262	1041	1041	2205	1739	269	6262
V	410	425	314	307	238	204	218	229	258	26	43	52	18	24	24	26	43	52	18	24	24	923	759	14.2	268	24	24	923	759	14.2	268	24	24	923	759	14.2	268
Cr	129	126	94	99	83	83	64	79	89	13.5	38	23	8.8	13.0	13.0	13.5	38	23	8.8	13.0	13.0	130	100	2.95	97	13.0	13.0	130	100	2.95	97	13.0	100	2.95	97		
Ni	38	29	36	24	20	23	16	23	15	65	107	86	70	48	48	65	107	86	70	48	48	14.1	7.8	2.95	23	70	48	14.1	7.8	2.95	23	70	48	14.1	7.8	2.95	23
Cu	59	61	49	70	50	50	60	56	67	55	90	82	61	68	68	55	90	82	61	68	68	18	14.4	4.96	50	61	68	18	14.4	4.96	50	61	68	18	14.4	4.96	50
Zn	138	136	239	171	129	94	85	97	132	300	434	47	27	32	32	300	434	47	27	32	32	54	41	7.8	114	27	32	54	41	7.8	114	27	32	54	41	7.8	114
Sr	25	466	389	57	53	34	28	48	57	2.17	4.2	7.4	4.14	4.09	4.14	2.17	4.2	7.4	4.14	4.09	4.09	16	15	284	42	4.14	4.09	16	15	284	42	4.14	4.09	16	15	284	42
Zr	227	226	189	184	145	137	101	88	81	5.6	8.4	7.2	5.7	4.96	5.7	5.6	8.4	7.2	5.7	4.96	53	36	5.9	141	5.7	4.96	53	36	5.9	141	5.7	4.96	53	36	5.9	141	
Sb	1.09	1.35	1.46	1.47	1.67	3.86	2.23	2.61	4.44	12.0	17	10	15	14.7	14.7	12.0	17	10	15	14.7	0.68	0.87	0.85	1.39	15	14.7	0.68	0.87	0.85	1.39	15	14.7	0.68	0.87	0.85	1.39	
Cs	2.38	7.7	18	27	16	42	12.5	11.0	10.2	0.4	0.79	0.6	1.27	0.72	0.72	0.4	0.79	0.6	1.27	0.72	4.26	5.2	3.07	24	1.27	0.72	4.26	5.2	3.07	24	1.27	0.72	4.26	5.2	3.07	24	
Ba	25	257	504	471	618	313	197	231	275	21	16	308	13.2	30	30	21	16	308	13.2	30	22	46	16	157	13.2	30	22	46	16	157	13.2	30	22	46	16	157	
Ce	34	202	155	37	39	35	35	28	27	1.39	2.28	1.28	2.32	1.91	1.91	1.39	2.28	1.28	2.32	1.91	9.6	6.6	15	26	2.32	1.91	9.6	6.6	15	26	2.32	1.91	9.6	6.6	15	26	
Nd	14.2	101	94	27	26	21	19	17	15	0.8	1.54	0.82	1.37	1.01	1.01	0.8	1.54	0.82	1.37	1.01	9.2	6.4	8.2	16	1.37	1.01	9.2	6.4	8.2	16	1.37	1.01	9.2	6.4	8.2	16	
Sm	3.09	20	20	10.4	6.2	5.1	4.47	4.08	3.53	0.2	0.39	0.25	0.34	0.28	0.28	0.2	0.39	0.25	0.34	0.28	2.63	1.95	2.05	3.68	0.34	0.28	2.63	1.95	2.05	3.68	0.34	0.28	2.63	1.95	2.05	3.68	
Eu	0.8	6.5	6.2	4.3	2.5	1.64	2.44	1.94	1.76	0.086	0.12	0.13	0.082	0.098	0.098	0.086	0.12	0.13	0.082	0.098	0.86	0.65	1.6	0.75	0.082	0.098	0.86	0.65	1.6	0.75	0.082	0.098	0.86	0.65	1.6	0.75	
Gd	3.18	17	17	18	8.6	6.0	4.9	4.76	3.97	0.23	0.36	0.36	0.39	0.31	0.31	0.23	0.36	0.36	0.39	0.31	3.06	2.43	3.01	3.8	0.39	0.31	3.06	2.43	3.01	3.8	0.39	0.31	3.06	2.43	3.01	3.8	
Yb	2.43	3.85	3.59	15	6.9	4.4	3.22	3.32	2.65	0.15	0.23	0.38	0.22	0.19	0.19	0.15	0.23	0.38	0.22	0.19	4.68	3.04	2.22	2.2	0.22	0.19	4.68	3.04	2.22	2.2	0.22	0.19	4.68	3.04	2.22	2.2	
Lu	0.39	0.56	0.54	2.15	1.21	0.79	0.52	0.53	0.44	0.024	0.028	0.055	0.032	0.036	0.036	0.024	0.028	0.055	0.032	0.036	0.94	0.57	0.36	0.35	0.036	0.036	0.94	0.57	0.36	0.35	0.036	0.036	0.94	0.57	0.36	0.35	
Hf	5.8	6.5	5.2	5.5	4.29	3.69	2.97	2.59	2.26	0.16	0.22	0.2	0.18	0.15	0.15	0.16	0.22	0.2	0.18	0.15	1.42	0.86	0.21	3.83	0.18	0.15	1.42	0.86	0.21	3.83	0.18	0.15	1.42	0.86	0.21	3.83	
Tl	0.68	0.57	0.68	0.76	0.50	0.63	0.26	0.33	0.25	1.98	2.2	1.55	1.12	0.75	0.75	1.98	2.2	1.55	1.12	0.75	0.21	0.17	0.079	0.25	1.12	0.75	0.21	0.17	0.079	0.25	1.12	0.75	0.21	0.079	0.25		
Pb	7.3	7.4	5.7	6.5	4.81	6.0	3.93	4.72	4.84	10.5	13.5	12.4	22	11.6	11.6	10.5	13.5	12.4	22	11.6	2.06	1.9	0.9	4.02	22	11.6	2.06	1.9	0.9	4.02	22	11.6	2.06	1.9	0.9	4.02	
Th	3.81	4.33	3.46	3.16	2.42	2.35	1.53	1.42	1.31	0.088	0.084	0.1	0.14	0.09	0.09	0.088	0.084	0.1	0.14	0.09	0.96	0.49	0.1	2.21	0.14	0.09	0.96	0.49	0.1	2.21	0.14	0.09	0.96	0.49	0.1	2.21	
U	1.44	1.43	1.23	1.22	0.97	0.92	0.73	0.59	0.54	0.05	0.054	0.048	0.058	0.038	0.038	0.05	0.054	0.048	0.058	0.038	0.34	0.28	0.05	0.86	0.058	0.038	0.34	0.28	0.05	0.86	0.058	0.038	0.34	0.28	0.05	0.86	
F, %	0.013	0.027	0.044	0.035	0.075	0.063	0.038	0.049	0.043	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.156	0.153	-	-	-	-	0.156	0.153	-	-	-	-	-	-	-		

и флюеллит. Fe, Sc и ряд других переходных металлов образуют фосфаты типа  $MePO_4 \cdot nH_2O$ , причем для железа известны ромбический штрэнгит и моноклинный клиноштрэнгит, а для скандия – только моноклинный кольбекит. Наиболее вероятно, что варисцит в глобулах является твердым раствором между ромбическими  $AlPO_4 \cdot 2H_2O$  и  $FePO_4 \cdot 2H_2O$ , а метаварисцит представляет собой твердый раствор между моноклинными двухводными фосфатами Al, Fe и Sc. Поскольку твердые растворы находятся около состава чистого  $AlPO_4 \cdot 2H_2O$ , то правомерно говорить о варисците и метаварисците (табл. 4). Окраска глобулей связана с примесями V(III), но его содержание в различных глобулах колеблется значительно, поэтому они неоднородны по цвету. Cr, также придающий фосфатам зеленоватую окраску, присутствует, но в меньших количествах.

Глобулы могут иметь зональное строение: плотную оболочку и рыхлое ядро (рис. 4 б). В большинстве случаев внутренняя структура частиц неоднородна: выделяются участки с относительно массивной структурой (их состав в большей степени отвечает фосфатам и минералам кремнезема + сульфиды) и фрагменты с листовато-чешуйчатой структурой (сложенные, в основном, алюмосиликатами и модификациями  $FeS_2$ ) (рис. 4 в). Предполагаемые по данным микротомо-

графии «открытые пустоты» в структуре частиц [15] представляют собой участки микробрекчирования, заполненные алюмосиликатами, кристаллами пирита и, вероятно, гелем и поровыми водами (рис. 4 г). Внутренние зоны приуроченного к таким участкам пирита испытывают растворение, пирит содержит овальные зерна сфалерита. Формирование глобулей этого типа обусловлено широким распространением фосфатов в основной матрице гидротермальных глин (рис. 5).

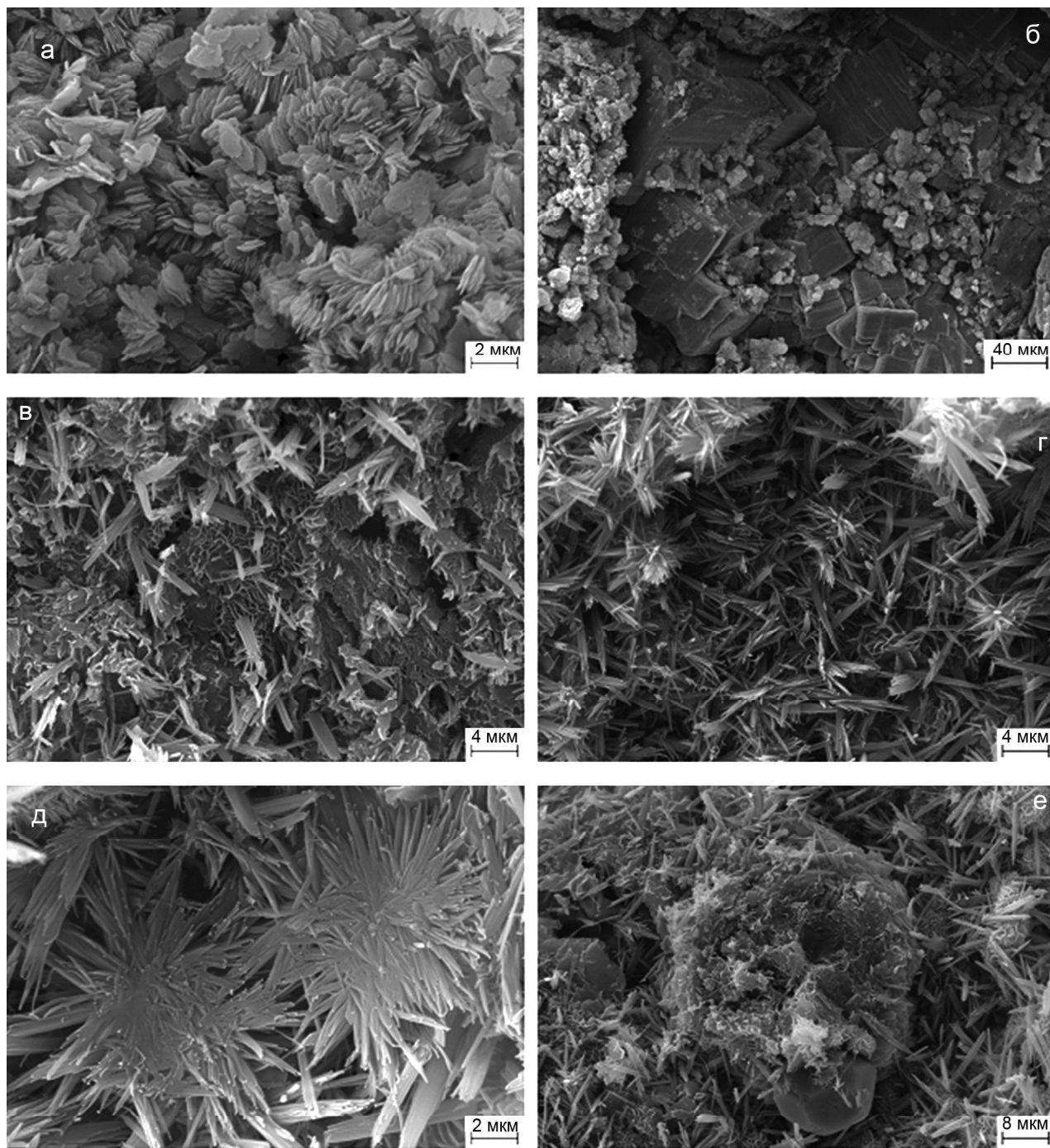
Кремнисто-карбонатно-сульфидные образования жильной зоны (интервал 300–325 см) включают близкие по составу субстрату шаровидные глобулы второго типа и их агрегаты. Глобулы белые и светло-серые, средним размером 2–10 мм, массивные, часто не идеально круглые, уплощенные (рис. 6). Преобладают не отдельные формы, а сложные агрегаты размером до 25–30 мм. Пирит образует крупные (1.5–2.5 мм), неравномерно распределенные по массе частицы вкрапленики или прожилки, секущие глобулы. В фазовом составе агрегатов преобладают магнезиальный кальцит, опал и  $\alpha$ -кварц, присутствуют смектит и пирит. Микростроение отражает развитие магнезиального кальцита по кремнистой матрице глобулей. Внутри глобулей выделяются разуплотненные, брекчиевидные участки, сложенные смектитом (по данным ИК-спектроскопии). Для кристаллов пирита, приуроченных к таким участкам, характерно дробление их краевых зон, наличие микротрещин и пустот внутри зерен. Пирит содержит мелкие округлые включения сфалерита. Исходя из особенностей состава и строения глобулей, авторы полагают, что их образование происходило одновременно с формированием жильной зоны под воздействием напорных хлоридно-гидрокарбонатных растворов.

Таким образом, на ВПТП вскрыт разрез коренных горных пород (лав андезитов), полностью перерожденных в гидротермальные глины. В верхней части разреза глины сформировались в зоне разгрузки кислых сульфатных вод, в центральной и нижней частях толщи – под воздействием нейтральных (до щелочных) сульфатно-гидрокарбонатных и хлоридно-гидрокарбонатных растворов. Длительная эволюция поля (в течение голоцена ?) привела к формированию достаточно мощного слоя мягкопластичных до скрытотекучих глин, обладающих свойствами верхнего

**Таблица 4. Минеральный состав глобулей горизонта «сухих» глин по данным инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии.**

Достоверно установленные минералы	Фосфаты, идентифицирующиеся с меньшей надежностью
Варисцит ( $AlPO_4 \cdot 2H_2O$ , пр.гр. <i>Pbna</i> )	Паравоксит (водный фосфат железа и алюминия)
Метаварисцит (моноклинная модификация $AlPO_4 \cdot 2H_2O$ )	Флюеллит (водный фторфосфат алюминия)
Смектит	
Каолинит	
Пирит	
$\alpha$ -кварц	
Опал	
Марказит	

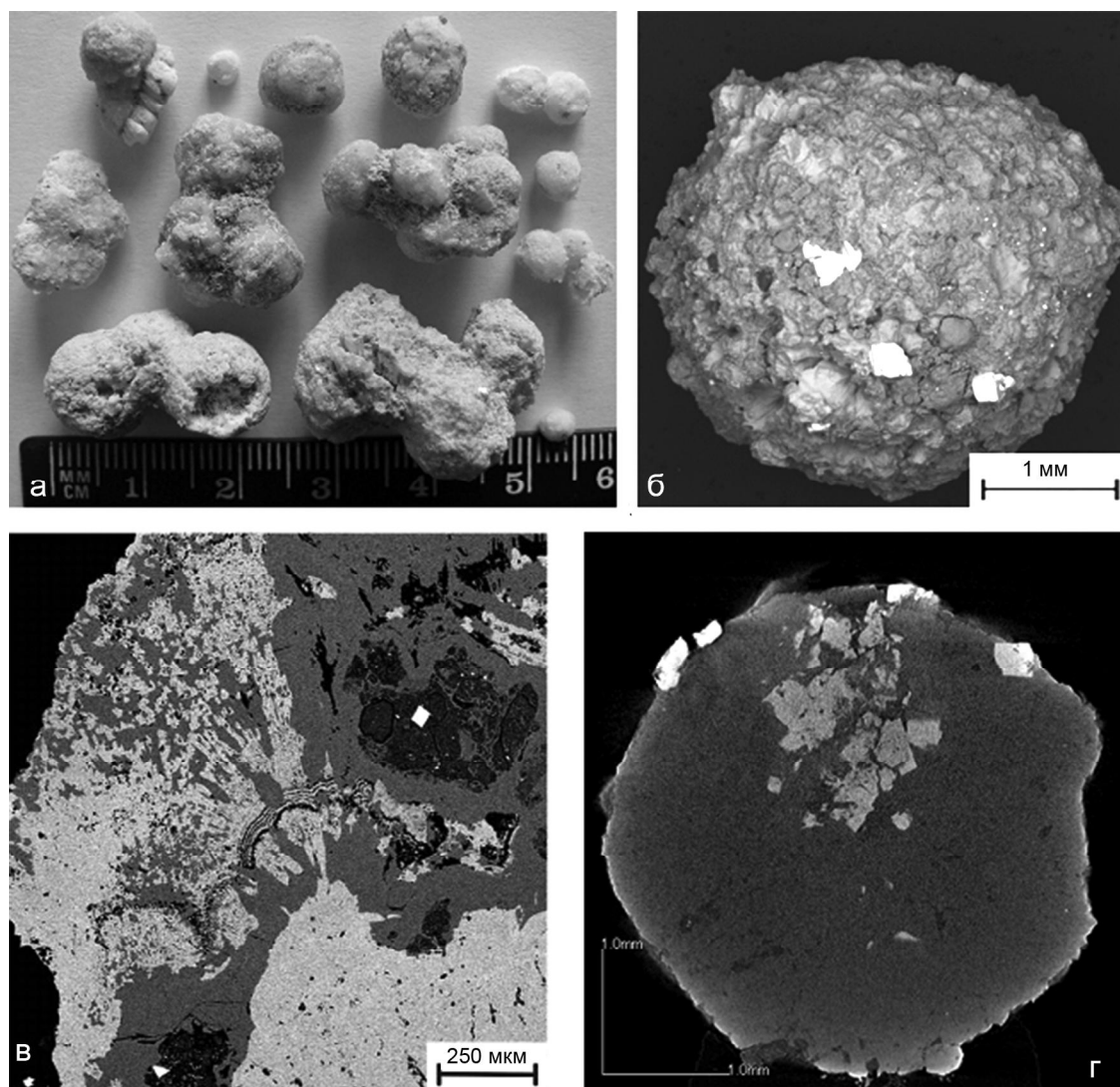
*Примечание к таблице 3.* Определения выполнены в Институте земной коры СО РАН. Метод ICPMS. Аналитики: Г.П. Сандмирова, О.В. Зарубина, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова. Определение содержания фтора выполнено в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН фотометрическим методом на спектрофотометре СФ-46. Аналитик М.И. Арсенюк. “ - “ – содержание элемента не определялось. Гл – тонкая фракция гидротермальных глин; Пр – монофракции пирита; Ша – «шарики» (глобулы); KS – кремнисто-карбонатно-сульфидная масса.



**Рис. 5.** Микроморфологические особенности строения гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля.

а – микростроение горизонта мягкопластичных глин (в основной массе преобладает каолинит, образующий характерные домнопоподобные микроструктуры); б – типичное микростроение основания толщи гидротермальных глин (преобладают смектиты и пирит); в – микростроение горизонта «сухих» глин (основная масса сложена смектитами, игольчатые кристаллы представлены фосфатами); г – отдельные участки горизонта «сухих» глин, сложенные полностью фосфатами; д – радиально-лучистые агрегаты фосфатов; е – фосфатно-алюмосиликатно-сульфидный глобуль в основной массе глин аналогичного состава.

Изображения во вторичных электронах, получены с помощью РЭМ LEO 1450VP, Геологический факультет МГУ, операторы В.Н. Соколов и М.С. Чернов.



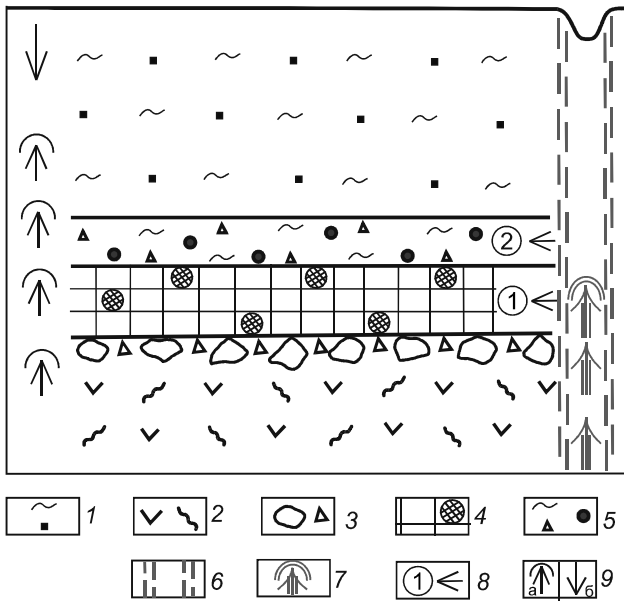
**Рис. 6.** Кремнисто-карбонатно-сульфидные глобулы.

а – общий вид; б, в – изображение в отраженных электронах, полученное на РЭМ Vega3 TESCAN, оснащенной ЭДС (ИВиС ДВО РАН, оператор Т.М. Философова); б – структура поверхности глобулы, в – фрагмент строения (серое – кремнистая матрица, светлое – магнезиальный кальцит, черно-серые неоднородные по строению включения отвечают по составу алюмосиликатам и содержат кристаллы пирита и мелкие зерна сфалерита); г – полутоновое изображение микротомографического сечения глобулы, полученное с помощью рентгеновского компьютерного микротомографа (μКТ) Ymato TDM-1000H (Геологический факультет МГУ, оператор М.С. Чернов), светлые кристаллы внутри и на поверхности глобулы – сульфиды.

водоупора и теплоизолирующего горизонта (рис. 7). Это послужило дополнительным фактором образования разуплотненных, проницаемых для гидротермальных растворов зон в основании толщи, по-видимому, приуроченных к подошве потока лав андезитов или кровле нижележащего потока (как правило, эти части потоков более трещиноваты и брекчированы). Внедрение в разуплотненную область высокотемпературного, насыщенного углекислотой металлоносного хлоридно-гидрокарбонатного раствора привело к его интенсивному кипению, охлаждению и пересыщению относительно минералов кремнезема, карбо-

натов, и, соответственно, к образованию кремнисто-карбонатно-сульфидной минеральной ассоциации. Далее произошло смешение этого раствора с приповерхностными кислыми сульфатными водами, его пересыщение по отношению к другим фазам (прежде всего, фосфатам) и образование фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной ассоциации (вторая стадия минералообразования, рис. 7).

Основываясь на изложенном фактическом материале, авторы предлагают следующую реконструкцию физико-химической истории образования выделенных минеральных ассоциаций. Ромбический



**Рис. 7.** Модель формирования толщи гидротермальных глин и выделенных специфических минеральных ассоциаций.

1 – горизонт мягкопластичных до скрытотекучих однородных глин, обладающих свойствами водоупора и теплового экрана; 2 – жесткое основание толщи, сложенное аргиллизированными, окварцованными и карбонатизированными лавами андезитов; 3 – брекчия в подошве потока лав андезитов – как изначально проницаемая для парогидротерм зона; 4 – кремнисто-карбонатно-сульфидные отложения с глобулями аналогичного состава; 5 – горизонт «сухих» твердых глин с фосфатно-алюмосиликатно-сульфидными глобулями; 6 – зона разлома; 7 – восходящие глубинные металлоносные растворы, вскипающие в подошве потока лав андезитов; 8 – стадии минералообразования; 9 – потоки смешанных сульфатных вод – пропаривание пород конденсатом кислого пара (а), и инфильтрация метеорных вод (б).

варисцит является низкотемпературной модификацией  $AlPO_4 \cdot 2H_2O$ , а переход в моноклинный метаварисцит осуществляется при температуре в пределах 60–80 °С. Поэтому минералогенез протекал в условиях, близких к кипению солевых растворов при атмосферном давлении. Наличие флюеллита предполагает повышенные концентрации фтора в растворе, из которого сформировались фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобули. Скорее всего, фтор был связан в прочные комплексы, прежде всего, с Al и Sc. Выделение магнезиального кальцита вместе с минералами кремнезема свидетельствует о высоком парциальном давлении углекислого газа ( $p(CO_2)$ ) в исходной среде. При достижении растворами зоны разуплотнения среды произошло резкое падение  $p(CO_2)$ , вследствие чего растворимые гидрокарбонаты перешли в магнезиальный кальцит. Одновременно раствор стал пересыщенным относительно  $\alpha$ -кварца и опала. Основная масса минералов кремнезема выделилась в основании

толщи глин – в трещиноватых и брекчированных лавах андезитов.

Наиболее вероятным источником флюида, оказавшего влияние на формирование глубинных металлоносных хлоридно-гидрокарбонатных вод, является близповерхностный магматический очаг Камбального вулканического хребта (резургентного тектономагматического поднятия четвертичного возраста) [2], на склоне которого образовалось ВППП. Породы основания толщи гидротермальных глин интенсивно окварцованы и карбонатизированы, содержат повышенные концентрации многих металлов и также образованы в области разгрузки хлоридно-гидрокарбонатных термальных вод, типичных для нижнего водоносного горизонта современной Паужетской гидротермальной системы [16, 17]. О влиянии глубинного флюида на формирование этих вод свидетельствуют и высокие содержания многих металлов (редких щелочных, цветных, благородных, редкоземельных, радиоактивных) в основной массе гидротермальных глин, поровых растворах и минеральных новообразованиях (глобулях). Источником фосфора теоретически могут служить вулканогенно-осадочные породы Верхне-Паужетской подсвиты, являющиеся верхним водоупором в структуре гидротермальной системы и подстилающие лавы андезитов. Но, учитывая совокупность имеющихся геолого-геохимических данных, мы полагаем, что наиболее вероятный источник Р имеет магматическое происхождение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На примере ВППП, расположенного на склоне Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка), детально изучен послыйный разрез толщи гидротермальных глин. Разрез представлен несколькими горизонтами, отличающимися физико-химическими характеристиками и минеральным составом.

2. В основании толщи под слоем мягкопластичных до скрытотекучих глин, обладающих свойствами водоупора и термодинамического барьера, выделяются два горизонта. Один представлен «сухими» глинами твердой консистенции, сложен каолинитом, смектитом, опалом,  $\alpha$ -кварцем и сульфидами и включает фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобули. Второй – является пологопадающей жильной зоной кремнисто-карбонатного состава, содержащей кремнисто-карбонатно-сульфидные глобули. Оба типа глобулей и включающая их матрица содержат повышенные (до двух порядков относительно среднего содержания в гидротермальных глинах) концентрации F, P, Na, Mg, K, Ca, Sc и др. элементов.

3. Согласно геолого-геохимической модели на определенном этапе развития Паужетской гидротер-

мальной системы произошло внедрение глубинного металлоносного хлоридно-гидрокарбонатного раствора в проницаемую зону в основании толщи глин. Последующее кипение, охлаждение и пересыщение раствора относительно  $\alpha$ -кварца, карбонатов и сульфидов привело к образованию на первой стадии – кремнисто-карбонатно-сульфидной, на второй – фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной минеральных ассоциаций. Предполагается, что наиболее вероятным источником флюида, оказавшего влияние на формирование глубинных металлоносных растворов, является близповерхностный магматический очаг Камбального вулканического хребта.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 16-05-00007 и 16-05-00971) и Президиума ДВО РАН (проект 15-1-2-065). Результаты исследования получены с использованием оборудования, приобретенного в рамках реализации Программы развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
2. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
3. Ерошев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
5. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
6. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В. и др. Петрофизические свойства метасоматитов Паужетского месторождения парогидротерм (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 95–110.
7. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
8. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
9. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
10. 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.
11. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П. Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 116–134.
12. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–55.
13. Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // Докл. АН. 2010. Т. 435. С. 806–809.
14. Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–392.
15. Сергеева А.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. Фосфаты гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): характеристика и путь образования: Материалы ежегодной конф. «Вулканизм и связанные с ним процессы», 2014. С. 306–310.
16. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
17. Сугробов В.М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 64–75.
18. Таусон В.Л., Рычагов С.Н., Акимов В.В. и др. Роль поверхностных явлений в концентрировании некогерентных элементов: золото в пиритах гидротермальных глин термальных полей Южной Камчатки // Геохимия. 2015. № 11. С. 1000–1014.
19. Frolova J.V., Ladygin V.M., Bashina J.S., Rychagov S.N. Artificial silica deposits from pauzhetskoe Geothermal Field: Petrophysical properties and possibility of utilization (South Kamchatka, Far East, Russia) // Proc. Conf. Mineral Extraction from Geothermal Brines. USA, Tucson, Arizona, September, 3–6, 2006. 4 p.
20. Hemley J.J., Jones W.R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis of hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. V. 59, N 4. P. 238–369.
21. Reyes A.G. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // J. Volcanology and Geotherm. Res. 1990. V. 43. P. 279–309.
22. 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.
23. Rychagov S.N., Sokolov V.N., Chernov M.S. et al. Hydrothermal clays of Kamchatka geothermal fields: Composition, structure and a role for understanding the evolution of hydrothermal systems // Proc. World Geothermal Congr. 2015. Melbourne, Australia, 19–25 April 2015. Melbourne, 2015.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым



*S.N. Rychagov, A.V. Sergeeva, M.S. Chernov*

### **Mineral associations of the clay basement as indicators of the hydrothermal system fluid regime**

The section of hydrothermal clays of East Pauzhetsky thermal field, a part of the Pauzhetsky hydrothermal system structure (Southern Kamchatka), was studied in details. It is established that clays were formed as a result of argillization of andezite lavas under the effect of acidic sulphate condensation of steam in the upper part of the section, and a result of condensate mixing with ascending alkaline solution in the central part and close to the basement. A horizon more than 1.5 m thick is defined which is composed of homogeneous plastic clays to cryptoflowing clays, possessing properties of water-emphasis and thermodynamic barrier. Under them, at transition to rigid sediments in the basement, two horizons are distinguished sharply differing by structure and physical properties from the overlying horizons. One horizon (0.4 m thick) is represented by "dry" clays of solid consistency, composed of kaolinite, smectite, opal,  $\alpha$ -quartz and sulfides, and including phosphate-alumosilicate-sulfide globules (1–2 % in total). The second horizon is siliceous-carbonate zone, 0.25 m thick, including siliceous-carbonate-sulfides globules. Both types of globules and the basic clay matrix from which they are distinguished, contain high concentrations of F, P, Na, Mg, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Cu, Zn. A geological-geochemical model is offered according to which at a certain stage of hydrothermal system evolution deep metalliferous chloride-hydrocarbonate solution injected into permeable zone formed in andesite lavas flows under plastic clays. The subsequent boiling, cooling and solution oversaturation relative to  $\alpha$ -quartz, carbonate and sulfides has led to formation siliceous-carbonate-sulfides at the first stage and phosphate-alumosilicate-sulfides mineral associations at the second. The most probable source of the fluid influencing the formation of deep metalliferous chloride-hydrocarbonate solutions is near-surface magmatic chamber of the Kambal volcanic ridge on the western slope of which the East Pauzhetsky thermal field is located.

**Key words:** hydrothermal system, thermal field, hydrothermal clays, metalliferous solutions, fluid, globules, mineral associations, Kamchatka.