

КАМЧАТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. В. БЕРИНГА
КАФЕДРА ГЕОГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН

**МАТЕРИАЛЫ
XIII РЕГИОНАЛЬНОЙ МОЛОДЕЖНОЙ
НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ**

ПРИРОДНАЯ СРЕДА КАМЧАТКИ

15 апреля 2014 г.

Петропавловск-Камчатский, 2014

Содержание

Секция I

Современный и четвертичный вулканизм: общие вопросы, петрология, петрохимия, механизмы и прогноз извержений.

Авдейко Г. П., Бергаль-Кувикас О. В.	7
Сценарии генезиса вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB) на Камчатке	
Быкасов В. Е.	14
Извержения 1739 и 1740 годов в районе вулкана Плоский Толбачик.	
Вергасова Л. П., Карпов Г. А., Филатов С. К., Кривовичев С. В., Аникин Л. П., Философова Т. М., Москалёва С. В., Шаблинский А. П., Горелова Л. А., Житова Е. С., Белоусов А. Б., Белоусова М. Г., Савельев Д. П.	22
Об эксгалационной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН	
Вольнец А. О., Певзнер М. М., Бабанский А. Д., Родин В. С.	26
Геохимические характеристики неоген-четвертичных пород южной части Срединного хребта Камчатки	
Вольнец А. О., Мельников Д. В., Якушев А. И., Грибоедова И. Г.	32
Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.: первые данные о вариациях состава пород, вкрапленников и кристаллолапиллей плагиоклаза.	
Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нуждаев А. А., Демянчук Ю. В.	38
Активность вулканов Камчатки в 2013 г.	
Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нуждаев А. А., Демянчук Ю. В.	46
Извержения вулкана Ключевской в 2012–2013 гг.	
Горбач Н. В., Портнягин М. В., Тембрел И. И.	53
Первые данные по геохимии магнезиальных андезитов палеовулкана г. Шиш (хребет Кумроч, Восточная Камчатка)	
Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В.	58
Аэрофотограмметрические исследования Нового трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.	
Дрознин В. А., Дубровская И. К., Чирков С. А.	63
К расчёту выноса тепла по данным тепловизионных исследований (на примере вулкана Мутновский, Камчатка)	
Ерёмина Т. С., Хубуная С. А., Колосков А. В., Москалёва С. В.	69
Известково-щелочные и субщелочные базальты и андезибазальты вулканов Ключевской, Харчинский и Плоский Толбачик (ТТИ-50) — вулканические продукты разноглубинной мантии	
Котенко Т. А., Котенко Л. В.	82
Вулкан Эбеко в 2012–2013 гг.	
Костенко Н. В.	89
Формационная систематизация неовулканитов Восточной Европы по результатам петрохимическо-геохимических исследований	
Малик Н. А., Зеленский М. Е.	93
О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012–2013 г.	
Новаков Р. М., Савельев Д. П., Белова Т. П., Паламарь С. В.	97
Травертины Камчатского Мыса	
Певзнер М. М., Толстых М. Л., Бабанский А. Д., Леер П., Вольнец А. О.	104
Первые данные об изотопном возрасте и составе исходных расплавов пород начальной фазы деятельности вулканического массива Шивелуч, Камчатка	
Пономарева В. В., Горбач Н. В., Зеленин Е. А.	108
Новые данные о крупномасштабных обрушениях постройки вулкана Шивелуч	

Рашидов В. А., Делемень И. Ф., Аникин Л. П.	114
Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 г.	
Савельев Д. П., Философова Т. М.	120
Магматические сульфиды в пикритах п-ова Камчатский Мыс	
Шевченко А. В., Свирид И. Ю., Двигало В. Н.	127
Формирование экзогенного купола вулкана Молодой Шивелуч	
Флёров Г. Б., Ананьев В. В., Пономарёв Г. П.	134
Минералогия пород вулканов Острый и Плоский Толбачиков, исторических извержений и первого этапа формирования зоны шлаковых конусов	

Секция II

Геодинамика зоны перехода океан-континент: геофизические исследования в областях современного и четвертичного вулканизма, природные катастрофы.

Андреев В. И., Делемень И. Ф., Рылов Е. С.	140
Основные результаты комплексных радиогеологических исследований при изучении Нальчевских горячих ключей (Природный парк Нальчево)	
Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Рашидов В. А., Трусов А. А.	144
Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 3.8 (Курильская островная дуга)	
Викулин А. В., Акманова Д. Р.	152
Параметры интенсивных вулканических извержений и модель питающих их магматических очагов	
Гонтовая Л. И., Сениюков С. Л., Назарова З. А.	157
Глубинная структура Ключевской группы вулканов в результатах сейсмической томографии	
Долгая А. А., Викулин А. В., Акманова Д. Р.	163
О некоторых особенностях временных рядов очагов землетрясений и извержений вулканов	
Иванов В. В.	168
Кратко — и среднесрочные сейсмологические предвестники катастрофических извержений вулканов Безымянный и Шивелуч на Камчатке	
Кирюхин А. В., Поляков А. Ю., Делемень И. Ф.	175
Связь локальной сейсмичности в Северо-Мутновской вулканотектонической зоне с аномальным изменением устьевого давления на скважине Родниковая	
Копылова Г. Н., Копылова Ю. Г., Гусева Н. В.	180
О генезисе и механизмах формирования гидрогеохимических аномалий в изменениях состава подземных вод под влиянием сейсмичности	
Лемзиков М. В.	186
Асейсмические области под активными вулканами Камчатки по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1962–2012 годы	
Лемзиков В. К., Лемзиков М. В.	191
Спектральные особенности длиннопериодных вулканических сигналов вулкана вулкана Ключевской	
Мороз Ю. Ф., Мороз Т. А., Смирнов С. Э.	198
Аномальное поведение фазы импеданса в связи с сильными землетрясениями на Камчатке	
Мороз Ю. Ф., Самойлова О. М., Мороз Т. А.	205
Глубинное строение побережья северной Камчатки по геофизическим данным	
Павлова В. Ю., Делемень И. Ф.	213
Георадарные исследования зоны разгрузки термальных вод на участке Карымшинской гидротермальной системы (Камчатка)	
Пинегина Т. К.	220
Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений вдоль Тихоокеанского побережья Камчатки за последние ~2000 лет	
Рашидов В. А., Рылов Е. С., Берсенёва Н. Ю., Делемень И. Ф., Федорченко И. А., Бучек А. А., Рылова С. А.	226
Геофизические исследования в центральной части Природного парка «Нальчево» в 2013 г.	

Федотов С. А., Соломатин А. В.	233
Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг.; характер сейсмичности в предшествующее пятилетие	
Фирстов П. П., Акбашев Р. Р., Макаров Е. О., Паровик Р. И.	241
Строение верхней части геологических разрезов в пунктах мониторинга почвенного радона на Петропавловск — Камчатском геодинамическом полигоне	
Шакирова А. А., Яцук В. В., Фирстов П. П.	250
Применение выносных радиотелеметрических сейсмических каналов для создания локальных сетей на примере ПНВ-А «TUMD» в районе вулкана Кизимен, Камчатка	
Яроцкий Г. П.	256
Тектонические уроки Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья	

Секция III

Современные гидротермальные системы: геотермия, геохимия, постмагматические процессы. Вулканогенное рудообразование. Новые методы исследования и оборудование.

Калачёва Е. Г.	265
Происхождение NH_4 и H_3BO_3 в парогидротермах Кошелевского массива	
Карданова О. Ф.	272
Некоторые особенности геохимии глин Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ)	
Карпов Г. А., Аникин Л. П., Флёров Г. Б., Чубаров В. М., Дунин-Барковский Р. Л.	283
Минералого-петрографические особенности алмазосодержащих продуктов Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.	
Наумов А. В.	289
Равновесие реакций синтеза метана: к вопросу об абиогенном происхождении углеводородов	
Наумов А. В.	295
К вычислению границы насыщения столба раствора летучих компонентов в гравитационном поле	
Нуждаев А. А., Рычагов С. Н.	298
Особенности поведения ртути в зоне гипергенеза Нижне-Кошелевской геотермальной системы (Южная Камчатка)	
Сергеева А. В., Рычагов С. Н., Чернов М. С.	305
Фосфаты гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): характеристика и путь образования	
Сергеева А. В., Богатко Н. П., Назарова М. А., Карпов Г. А.	310
Первые результаты комплексных исследований гидротермальных глин района термальных источников Академии Наук (Камчатка)	
Кириухин А. В., Воронин П. О., Поляков А. Ю., Мушинский А. В.	318
Измерение изотопии воды Камчатских термоминеральных источников и скважин на приборе IWA-35EP	
Округин В. М., Яблокова Д. А., Андреева Е. Д., Шишканова Ю. О., Чубаров В. М., Философова Т. М., Москалёва С. В., Чернев И. И., Чубаров М. В.	323
Новые данные о пирите современных и палеогидротермальных систем Камчатского края	
Округин В. М., Ким А. У., Москалёва С. В., Округина А. М., Чубаров В. М., Агаськин Д. Ф.	329
О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка)	
Округин В. М., Андреева Е. Д., Яблокова Д. А., Округина А. М., Чубаров В. М., Ананьев В. В.	334
Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка)	

УДК 553.3/.4:553.2

ПИРИТ ВУЛКАНА ПАПАНДАЙЯН (ИНДОНЕЗИЯ)

Зобенько О.А.¹, Яблокова Д.А.^{1,2}, Чубаров М.В.²

¹*Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

Научный руководитель к.г.-м.н. Округин В.М.

Вулкан Папандайян находится на о. Ява (Индонезия). По своему строению, истории вулканической деятельности он напоминает вулкан Мутновский (Южная Камчатка). Он относится к числу активных и в его кратерах наблюдается интенсивная фумарольная деятельность с отложением разнообразных возгонов. Авторами изучен минеральный состав вулканитов «измененных» процессами фумарольной деятельности. Среди них диагностированы каолинит, галотрихит, самородная сера, ангидрит, хлориты. Особое внимание уделено пириту. Применение минералого-геохимических и физико-химических методов исследования позволило получить новую информацию о микроморфологии, химическом составе пирита и ассоциирующих с ним минералов. По типоморфным особенностям пирит вулкана Папандайян обнаруживает признаки сходства с пиритом вулкана Мутновский.

Ключевые слова: пирит, вулкан Папандайян, Индонезия, типоморфизм

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Папандайян - действующий стратовулкан Индонезии. Он находится на острове Ява в 162 км от г. Джакарта.

Вулкан можно рассматривать в качестве аналога Мутновского вулкана (Южная Камчатка). Высота вулкана 2 665 метров (у Мутновского - 2 323 м) над уровнем моря. У подножия вулкана и на его склонах располагаются многочисленные грязевые котлы, горячие источники и гейзеры. Он также как и Мутновский вулкан характеризуется сложным строением. У него четыре вершинных кратера, которые получили названия Кавах Мас, Кавах Бару, Кавах Нангклак, Кавах Манук.

Во время посещения и отбора образцов вулкан находился в стадии достаточно активной фумарольной деятельности (декабрь 2012 г.). Наиболее сильные извержения происходили в 1772, 1923 - 1926, 2002 - 2003, 2008 и 2011 гг.



Рис. 1. Расположение (а) и общий вид (б) вулкана Папандайян.

Одно из самых мощнейших извержений случилось в 1772 г. Тогда обрушились стенки одного из кратеров вулкана, огромная лавина обломков и лавы уничтожила его окрестности. Конус вулкана буквально утонул в огромном кипящем лавовом озере вместе с людьми, населявшими склоны. Погибло около трех тысяч местных жителей. В последние годы наблюдалось неоднократное обрушение и образование новых кратеров [3].

ЦЕЛИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цель - исследование типоморфных особенностей пирита, который образуется в постмагматическую фумарольно-сульфатарную стадию деятельности вулканов.

Задачи: - изучение морфологии и микроструктуры, химического состава (однородность - неоднородность) и минеральных ассоциаций пирита фумарольных площадок вулкана Папандайян; - сравнение полученных результатов с данными по пириту Мутновского вулкана.

Методы исследований: - классическая минералогия, минераграфия с использованием микроскопов Axioskop 40, Discovery (Carl Zeiss); - рентгеноспектральный с электронным зондом микроанализ (Camebax, укомплектованный новейшим энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80); - аналитическая сканирующая электронная микроскопия Vega 3 Tescan; - масс-спектрометрия с индукционно связанной плазмой (ICP).

Пирит - один из самых распространенных минералов в Природе. Знание его типоморфных особенностей играет большую роль для понимания процессов рудообразования и выявления геохимических особенностей минералообразующей среды.

К типоморфным свойствам минералов относят морфологические особенности (габитус, двойниковое строение, агрегатное состояние), размер, цвет, минеральные ассоциации, химический состав (стехиометричность, неоднородность, элементы-примеси) [1].

Образцы для исследований были отобраны В.М. Округиным в кратере вулкана Папандайян. Они представляют собой измененные породы - продукты реакции в системе вулканический газ - порода (рис. 2, 3).



Рис. 2. Фумарольные площадки вулкана Папандайян (а) и отложения самородной серы (б).

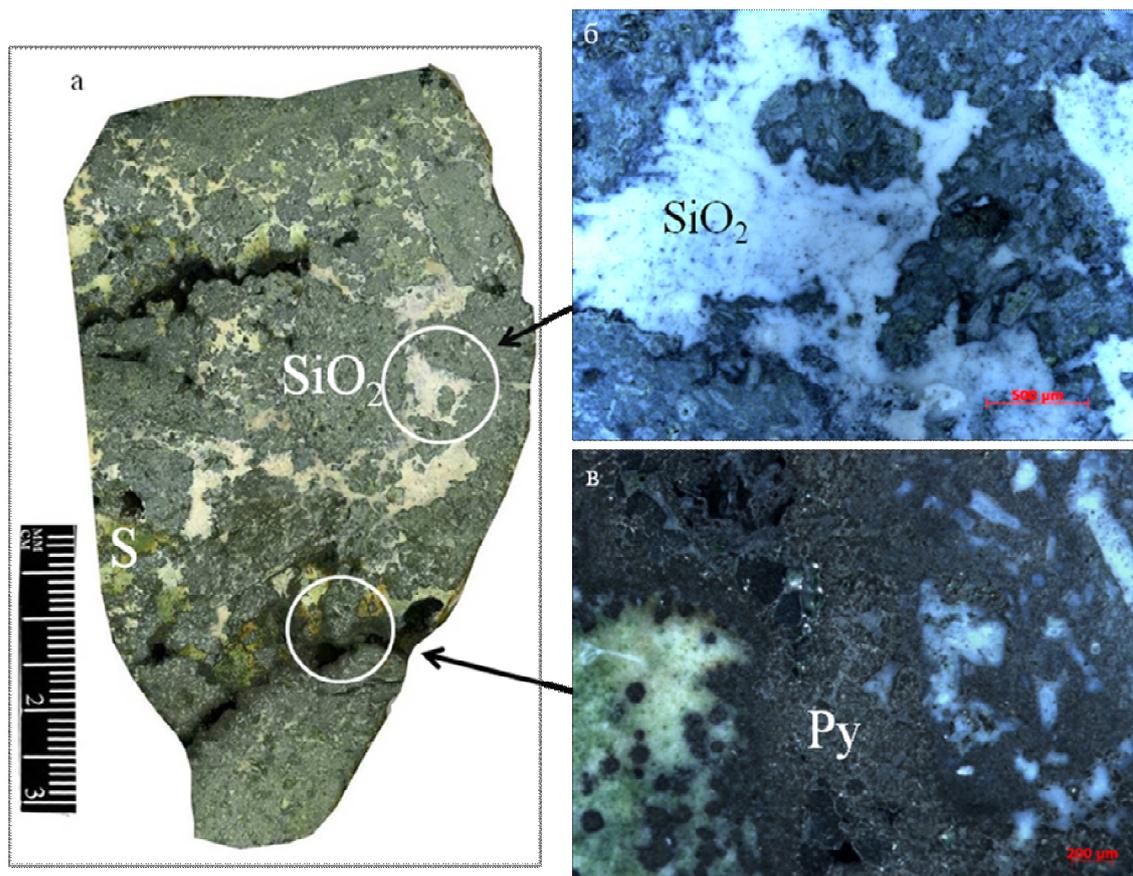


Рис. 3. а - образец кратерных отложений; б - рассеянная вкрапленность пирита; в - тонкозернистые агрегаты пирита, приуроченные к микротрещинкам - порам. (Py) - пирит, (S) - сера, SiO₂ - минералы группы кремнезема.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пирит присутствует в виде единичных кристаллов и гнезд, в сростании с алунином, каолинитом, самородной серой, сульфатами типа галотрихита и ангидрита. Агрегаты пирита образуют каймы вокруг крупных порканалов, своеобразные «просечки», убогую вкрапленность в матрице.

Изучение микроморфологии пирита в отраженном свете и с помощью сканирующего электронного микроскопа показало, что минерал представлен как единичными кристаллами размером от 5 до 300 мкм, так и в виде гнезд и друз до 1 мм (рис. 4).

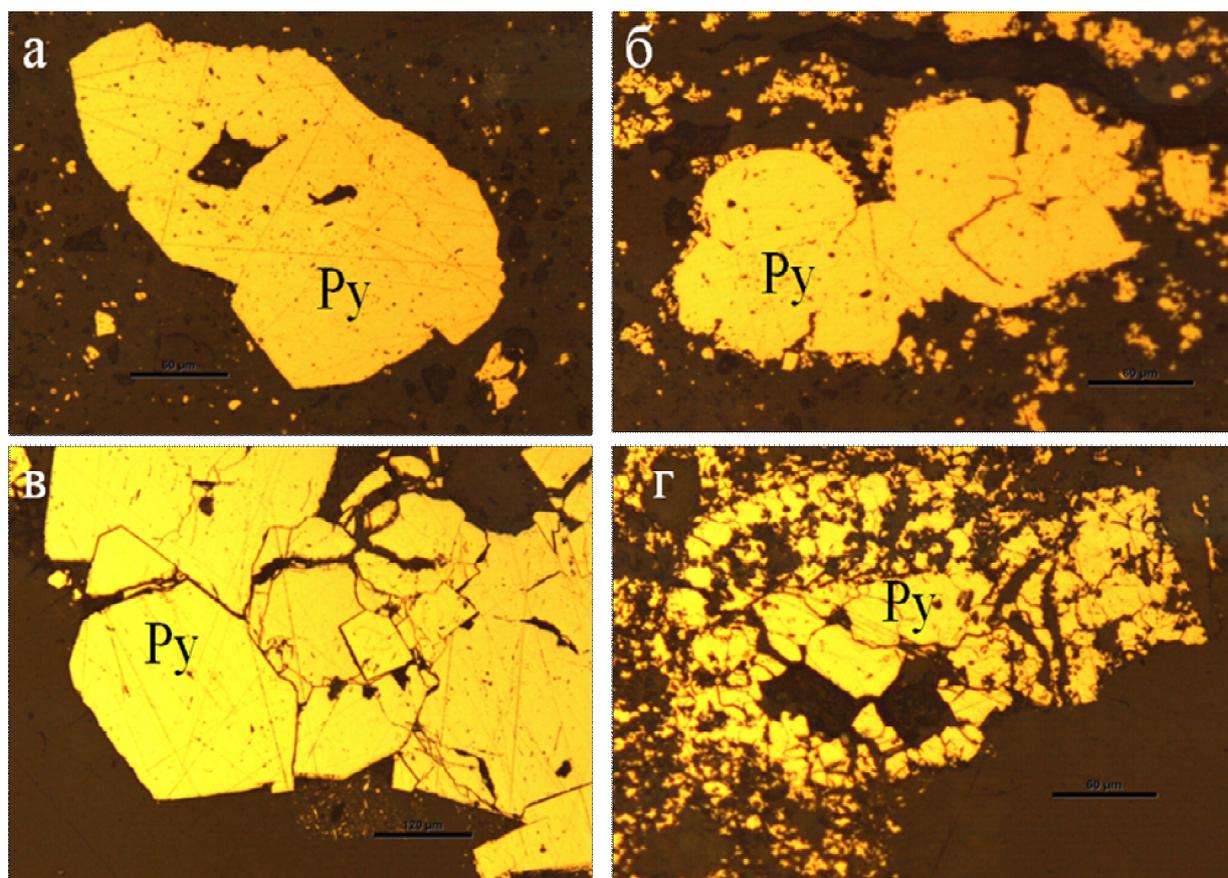


Рис. 4. Формы выделения пирита: а) единичное зерно; б) срастание нескольких небольших зерен, окруженных мелкими, возможно, более поздними агрегатами; в) срастания зерен, с вросшими идиоморфными, кубическими и пентагондodeкаэдрическими зернами; г) микропора - результат газовой продувки. Фото в отраженном свете.

Выделяются два типа пирита: первый - четкие ограниченные кристаллы, второй - не имеет ярко выраженных форм (более поздние разновидности). Для пирита первого типа характерны классические кубические, октаэдрические, пентагондodeкаэдрические формы кристаллов (рис. 5).

Диагностика минералов, ассоциирующих с пиритом, проводилась с помощью рентгеноспектрального с электронным зондом микроанализа (Camebax, Vega 3 Tescan). Достаточно уверенно диагностированы следующие минералы: кварц, ангидрит, каолинит, хлорит, галотрихит, пирит, сфалерит, галенит, рутил, гринокит (табл. 1).

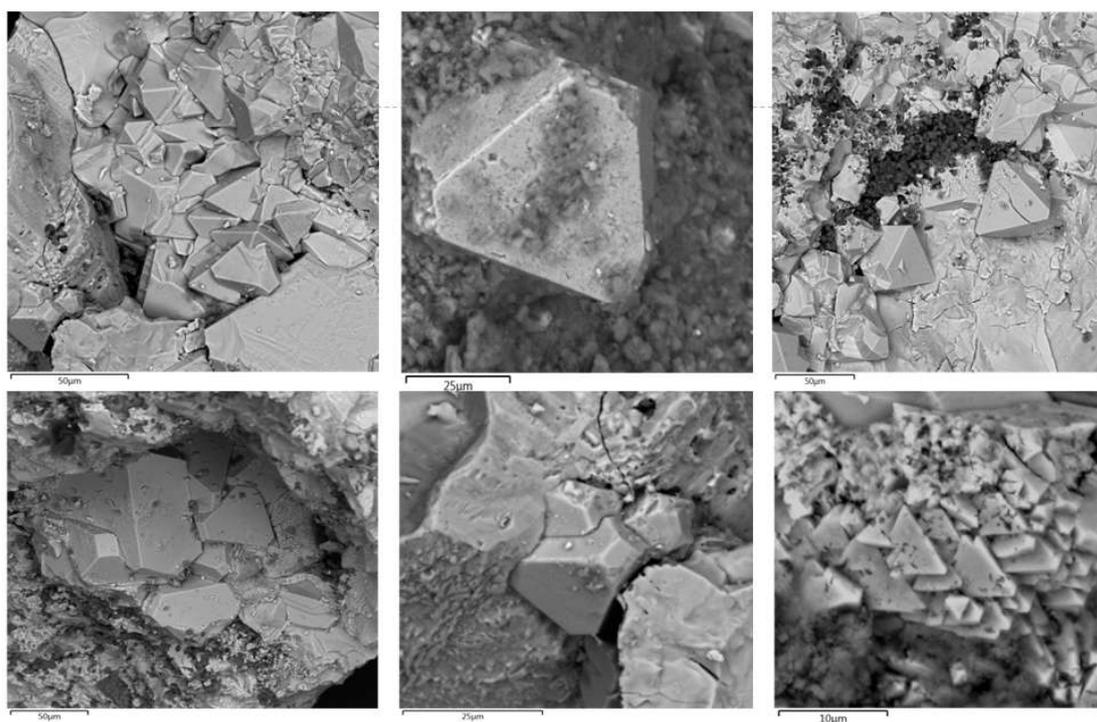


Рис. 5. Микроморфология агрегатов и единичных кристаллов пирита.
Фото во вторичных электронах.

Таблица 1. Минеральный состав фумарольных образований.

№№	Минерал	Формула
1.	Кварц	SiO_2
2.	Ангидрит	CaSO_4
3.	Каолинит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$
4.	Хлорит	$(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$
5.	Галотрихит	$\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$
6.	Пирит	FeS_2
7.	Сфалерит	ZnS
8.	Галенит	PbS
9.	Рутил	TiO_2
10.	Гринокит	CdS

Изучение химического состава локальными методами физико-химического анализа показало, что пирит характеризуется однородным строением по составу, стехиометричен, то есть не содержит каких-либо элементов-примесей, на уровне чувствительности микронзондового анализа (табл. 2).

Таблица 2. Химический состав пирита по данным рентгеноспектрального с электронным зондом микроанализа и сканирующей электронной микроскопии (вес. %, ат. %).

Вес. %	1	2	3	4	5	6
S	53.37	52.74	52.94	53.39	52.82	52.96
Fe	47.08	47.15	46.72	46.88	46.61	47.29
Сумма	100.45	99.89	99.66	100.27	99.43	100.25
Ат. %						
Fe*	66.38	66.08	66.37	66.48	66.37	66.11
S*	33.62	33.92	33.63	33.52	33.63	33.89

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН на рентгеноспектральном с электронным зондом микроанализаторе Camebax, в комплекте с новейшим энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80, * - концентрации в ат. %

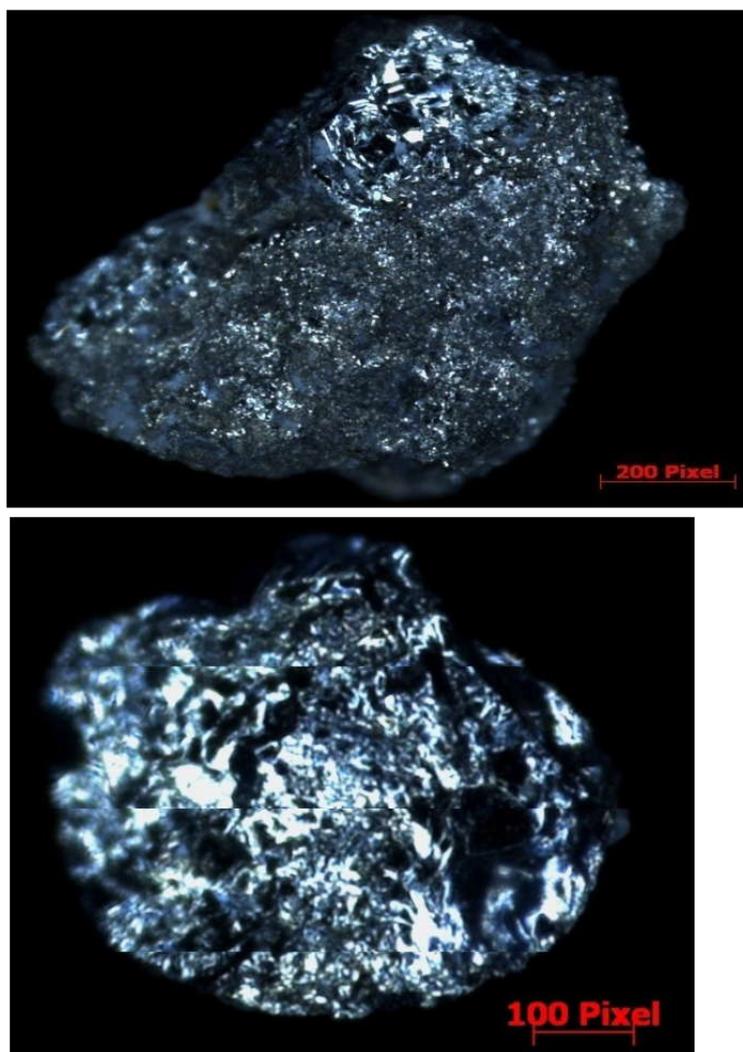


Рис. 6. Морфология агрегатов пирита из «монофракции», подготовленного для изучения методом ИСР.

Для изучения распределения химических элементов, количество которых меняется в пределах от ppb до ppm, был применен метод масс-спектрометрии с использованием индукционно связанной плазмы. Для этих целей была отобрана «монофракция» пирита (рис. 6). Мы даем себе отчет, что как бы тщательно не производился отбор пирита - всегда на его гранях и внутри кристаллов будут присутствовать включения и других минералов. Поэтому об этом надо помнить при интерпретации результатов анализа.

Таблица 3. Химический состав пирита по данным масс-спектрометрического с индукционно связанной плазмой анализа (ICP).

Элементы минеральной ассоциации ¹	ppm	%	Изоморфная примесь ²	ppm	%	Микро-включения минералов ³	ppm	%
Na	743	0.0743	Se	188	0.0188	Zn	52.5	0.00525
Al	136	0.0136	Te	41.0	0.0041	Cu	61.2	0.00612
Ca	135	0.0135	As	34.8	0.00348	Pb	31.2	0.00312
Ti	91.8	0.00918	Co	5.4	0.00054	Tl	28.5	0.00285
Mn	30.3	0.00303	Ni	4.1	0.00041	Ba	4.2	0.00042
Cr	17.8	0.00178	Sb	2.2	0.00022	Ga	1.4	0.00014
Rb	4.4	0.00044	Hg	0.75	0.000075	Mo	1.1	0.00011
Sr	2.1	0.00021				Bi	0.33	0.000033
Sn	1.2	0.000012						
Nb	1.1	0.00011						
Cs	0.44	0.000044						
Cd	0.35	0.000035						
Y	0.17	0.000017						

Примечание: 1 - химические элементы минералов, с которыми ассоциирует пирит ("грязная монофракция" - физическая смесь пирита с другими минералами); 2 - предположительно входящие в структуру пирита; 3 - химические элементы твердых минеральных включений в пирите. Анализы выполнены в АСИЦ ИПТМ РАН (пгт. Черноголовка). Аналитик Карандашев В.К.

Впервые в пирите вулкана Папандайян обнаружено порядка 30 химических элементов - от Na до Y (табл. 3). Химические элементы были разделены на три группы. Элементы первой группы отнесены к минералам, ассоциирующим с пиритом, можно предположить, что высокие концентрации Al - каолинит, Ca - ангидрит, Ti - рутил. Вторая группа элементов - Se, Te, As, Co, Ni, Sb, Hg возможно изоморфно входят в структурную решетку пирита. Третья группа - твердые минеральные микровключения (галенит, сфалерит, халькопирит и т.д.). Такое многообразие химических элементов в пирите фумарольных ассоциаций вулкана Папандайян еще раз свидетельствует о том, что «минерал - структурное сито элементов. И это грязное сито» [2]. И это сито с одной стороны приносит нам информацию об условиях образования минерала, а с другой стороны подчеркивает, что понятие «монофракция» условно.

ВЫВОДЫ

Типоморфные особенности пирита вулкана Папандайян сопоставимы с таковыми для пирита вулканов Камчатки (Мутновский, Горелый, Авачинский):

- он образует, как правило, рассеянную вкрапленность идиоморфных, гипидиоморфных зерен размером до 300 микрон и агрегаты в сростании с алунином, каолинитом, самородной серой, сульфатами типа галотрихита и ангидрита;

- убогий химический состав, как правило, стехиометричен и не обнаруживает признаков какой-либо химической неоднородности.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования Чубарову В.М., Философовой Т.М. за возможность проведения аналитических работ; В.Ф. Лунькову, В.В. Куликову, С.В. Полушину за пробоподготовку каменного материала; научному руко-

водителю В.М. Округину за поставленную задачу и помощь в ее решении; профессору Розана Фатима Мега университета Пададжаран (Индонезия) за организацию работ на вулкане Папандайян.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012-2016 гг. и гранта ДВО (№ 14-III-B-08-053).

ЛИТЕРАТУРА

1. Типоморфизм минералов и его практическое значение, М.: Недра, 1972. с.236.
2. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра. 1969. С. 208.
3. Hasanuddin Z. Abidin, H. Andreas, M. Gamal Ground deformation of Papandayan volcano before, during, and after the 2002 eruption as detected by GPS surveys // GPS solution. May 2006, Volume 10, Issue 2, pp 75-84.

PYRITE OF THE VOLCANO PAPANDAYAN (INDONESIA)

Zobenko O.A., Yablokova D.A., Chubarov M.V.

Volcano Papandayan is on peninsula Java (Indonesia). Volcano Papandayan look like Mutnovskiy Volcano (South Kamchatka) due to structure, history of volcanic activity. There is intensive fumarolic activity with various deposition sublimates in craters. The authors have studied samples of "modified" processes fumarole activity volcanics. Kaolinite galotrihit, sulfur, anhydrite, chlorite were diagnosed. Particular attention is paid to pyrite. Mineralogical, geochemical and physico-chemical methods of research was able to study the micromorphology and chemical composition of pyrite volcano Papandayyan and associated minerals. By typomorphism features pyrite volcano Papandayyan detects similarities with pyrite Mutnovsky.

Keywords: Pyrite, volcano Papandayan, Indonesia, typomorphism.

УДК 549.623.9

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРЯЗЕВЫХ КОТЛОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКТОМЕТРИИ

Сергеева А.В., Назарова М.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Научный руководитель д.г.-м.н. С.Н. Рычагов

В работе приводятся результаты инструментального изучения минерального состава глин, образующихся в грязевых (грязе-водных) котлах термальных полей Паужетской и Нижне-Кошелёвской гидротермальных систем (Южная Камчатка). Образцы исследуются методами инфракрасной спектроскопии (ИК) и рентгеновской дифрактометрии. Целью идентификационных исследований является, в конечном итоге, определение устойчивых минеральных ассоциаций, формирующихся в условиях, благоприятных для твердофазных трансформаций. Обнаружено, что на термальных полях образуются преимущественно иллит и полиморфы каолинита (диккит и каолинит). Получена дополнительная информация об условиях транспорта катионов ряда металлов в высокодинамичной системе, характерной для современных термальных полей: «донный осадок – гидротермальные глины»

Ключевые слова: иллит, смектиты, каолинит, донный осадок, гидротермальные глины

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальные глины активно образуются в областях современного вулканизма при взаимодействии вулканогенных пород с термальными водами, они играют большую роль в эволюции гидротермальной системы [1]. Конечным результатом такого взаимодействия часто являются слоистые силикаты различных групп: каолинита, монтмориллонита и др. Все они обладают сходными структурными мотивами, а именно: сочлененные сетки из тетраэдров $[TO_4]$, где $T - Si, Al$, иногда Fe и т.д., и сетки из октаэдров $[ЭO_6]$, где $Э - Al, Mg, Fe$ и т.д. Сетки соединены в соотношении 1:1 (группы каолинита, серпентина) или 2:1 (слюды, смектиты). Формирование минералов тех или иных классов определяется, в значительной степени, составом гидротермальных растворов, температурой и давлением, при которой происходит трансформация, а так же фазовым составом исходного субстрата – вулканогенных пород.

Сходство структурных мотивов слоистых силикатов различных классов приводит к сходству их физических свойств, поэтому часто диагностика таких минералов традиционными методами затруднена. Наиболее точными методами, позволяющими установить не только минеральную принадлежность, но и детали структуры исследуемых минералов, являются инфракрасная спектроскопия и рентгеновская дифрактометрия, применяемые совместно.

В слоистых силикатах широко развито образование твердых растворов (изоморфизм), причем состав твердого раствора напрямую зависит от состава жидкой фазы. Но, как правило, твердофазные превращения протекают медленно, с кинетикой, часто контролируемой диффузией, ввиду чего степень превращения стремится к 100 % лишь асимптотически. Поэтому объектами данной работы были выбраны минеральные ассоциации, сформированные в грязевых котлах. Грязевые и грязе-водные котлы обладают преимуществами по сравнению с теми системами, в которых механическая подвижность частиц ограничена. Во-первых, в грязе-водных котлах реализуется благоприятный гидродинамический режим, обеспечивающий максимальное снятие диффузионного барьера при твердофазных трансформациях силикатов и прочих фаз. Поэтому слоистые силикаты, обнаруженные в грязевых и грязе-водных котлах, можно считать наиболее устойчивыми для данных условий. Во-вторых, котлы имеют выход на дневную поверхность, поэтому можно считать, что реагирующая смесь находится в баростате (атмосфера), что уменьшает число неконтролируемых факторов (давление). В связи с этим можно полагать, что в грязевых котлах наиболее быстро формируются стабильные минеральные ассоциации, и изучение фазового состава таких ассоциаций может ответить на некоторые вопросы, например, об эволюции гидротермальной системы, о стабильности фазовых равновесий с участием слоистых силикатов в водно-солевой среде. Вопросы стабильности слоистых силикатов и трансформаций их в другие фазы привлекают внимание ученых [2, 6, 8,7,5], поскольку эти процессы являются определяющими при функционировании гидротермальных систем.

Поэтому целью настоящей работы является определение фазового состава глинистых минералов, сформированных в грязевых и грязе-водных котлах.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Образцы были отобраны на Нижне-Кошелевском термальном поле Кошелевского вулканического массива (образцы НК– $n/13$) и термальных полях Паужетского геотермального месторождения (Восточно-Паужетское и Верхне-Паужетское), расположенные на Южной Камчатке, в полевой сезон 2013 года. Образцы, взятые на Восточно-Паужетском поле, имеют формат названия ВПП– $n/13$, а образцы, отобранные на Верхне-Паужетском термальном поле называются ВхПП– $n/13$. Здесь n – номер точки. Из каждой точки отбирали пробы донного осадка и глины, формирующей борта котла, при этом к названию точки добавляется u или z , соответственно. При отборе проб измеряли рН, редокс-потенциал (E_h) среды, температуру.

Глинистую часть отмучивали для отделения фракции мельче 2 мкм, центрифугировали, высушивали.

Инфракрасные спектры поглощения записывались с помощью инфракрасного Фурье-спектрофотометра IR Affinity в интервале волновых чисел 400 – 4000 см^{-1} , с разрешением 2 см^{-1} , число сканов 60 – 120. Образцы для спектрофотометрирования готовили путем растирания глинистого препарата с бромидом калия и прессованием в таблетки.

Дифрактограммы получены на дифрактометре XRD-7000 в интервале углов 2Θ 6 – 40°. Шаг составлял 0,05° 2Θ , экспозиция в точке 2,4 – 6 секунд. Глинистые препараты помещали в кювету и проводили съемку, как в воздушно-сухом, так и в насыщенном глицеринном состояниях. Последнее было необходимо для определения наличия раздвижных слоев, характерных для смектитов. Идентификация фазового состава по дифрактограммам осуществлялась путем сравнения экспериментально полученных дифрактограмм с теоретическими, построенным по литературным данным в программе PowderCell 2.3. Использовалось оборудование Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

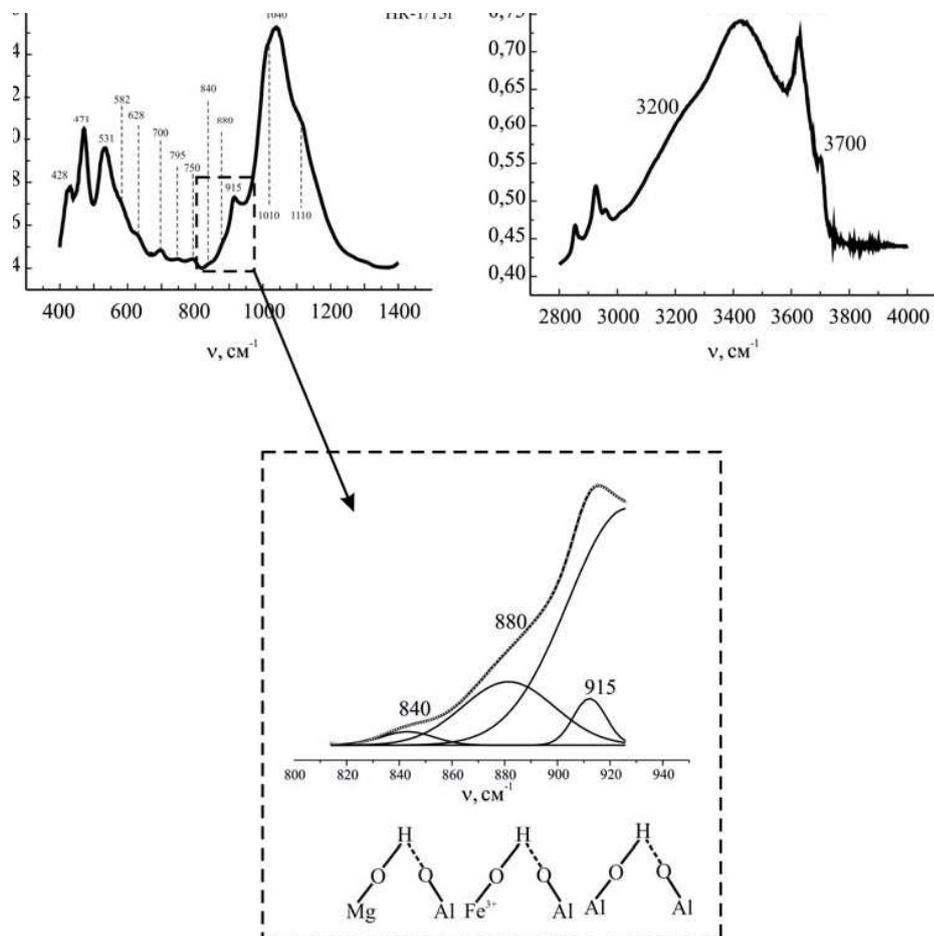
По результатам полевых измерений температуры, рН, редокс-потенциала можно отметить, что температура в точках отбора лежит в пределах 80 – 112 °С, рН от 3,5 до 5,5, редокс-потенциал в пределах –33 – 358 мВ, но большинство точек характеризовалось небольшим положительный потенциалом 100 – 200 мВ, вероятно, вследствие растворения кислорода атмосферы.

Исследование инфракрасных спектров поглощения глинистых образцов позволяет сделать предварительные выводы о локальных структурных особенностях минералов, их слагающих. На всех спектрах присутствуют сильные полосы поглощения в областях 3000 – 3700, 900 – 1200, 400 – 600 см⁻¹. Самая высокочастотная область отвечает валентным колебаниям ОН- групп молекул воды и гидроксидов. Средняя область отвечает валентным колебаниям Si–O, низкочастотная область определяется деформационными колебаниями Э–O, где Э – Si, Al, Mg, Fe и др.

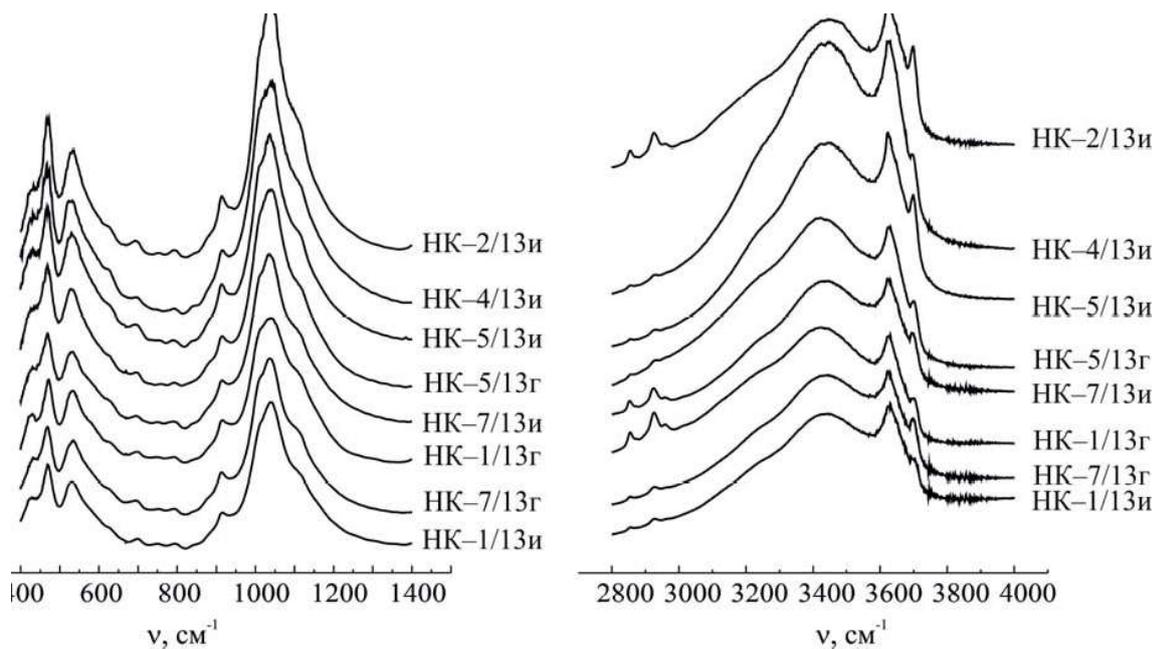
У каолинита в высокочастотной области наблюдаются два интенсивных узких пика с частотами около 3700 и 3620 см⁻¹. Пик с частотой 3700 см⁻¹ отвечает валентному колебанию ОН-группы, расположенной почти перпендикулярно слою и практически не вовлеченному в систему водородных связей. Второй пик отвечает ОН-группе, расположенной почти в плоскости слоя и участвующей в системе водородных связей. У иллитов и смектитов вид спектра в этой области более вариабелен, чем у каолинитовых минералов, но, как правило, присутствует широкая полоса с центром около 3630 см⁻¹. У всех исследованных образцов есть широкая полоса поглощения с максимумом около 3430 см⁻¹, она отвечает валентным колебаниям молекул воды (адсорбированная на поверхности частиц, координированная в межслоевом пространстве и др.). Интенсивная полоса поглощения адсорбированной воды свидетельствует о высокой активности воды в исследованных системах.

Полоса валентных колебаний тетраэдров [SiO₄] у каолинитовых минералов имеет сложное строение с явно выраженными «плечами» около 1010, 1040, 1100 см⁻¹. У смектитов эта полоса более размыта, отдельные «плечи» практически не заметны. Особого упоминания заслуживает полоса поглощения около 915 см⁻¹, отвечающая деформационным колебаниям

водородносвязанного фрагмента [Me–O···H–O–Me]. По строению этой полосы можно судить о замещениях в октаэдрическом слое.



самая низкочастотная на спектрах, имеет два максимума с модами около 470 (фрагменты Si–O) и 540 (фрагменты Al–O) cm^{-1} . У каолининовых минералов интенсивности этих полос сравнимы, а у иллитов и смектитов интенсивность полосы 470 cm^{-1} выше, чем полосы 540 cm^{-1} , поскольку часть алюминия замещена на другие металлы.



ми иллита. В основном каолинит преобладает в субстратах, слагающих борта котлов.

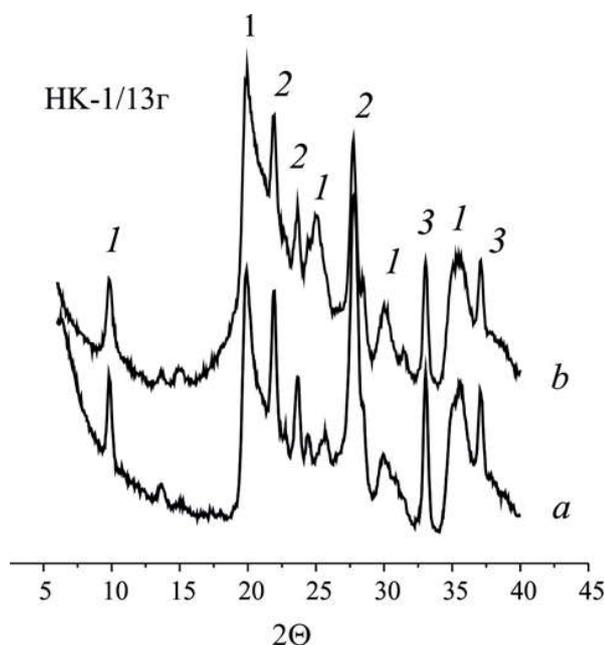


Рис. 3. Дифрактограмма образца НК-1/13г, полученная в воздушно-сухом (*a*) и насыщенном глицеринном (*b*) состояниях; 1 – иллит, 2 – высокотемпературная модификация альбита, 3 – пирит

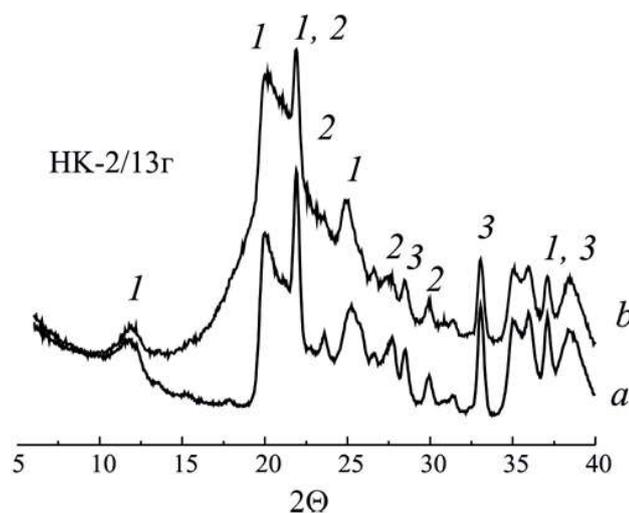
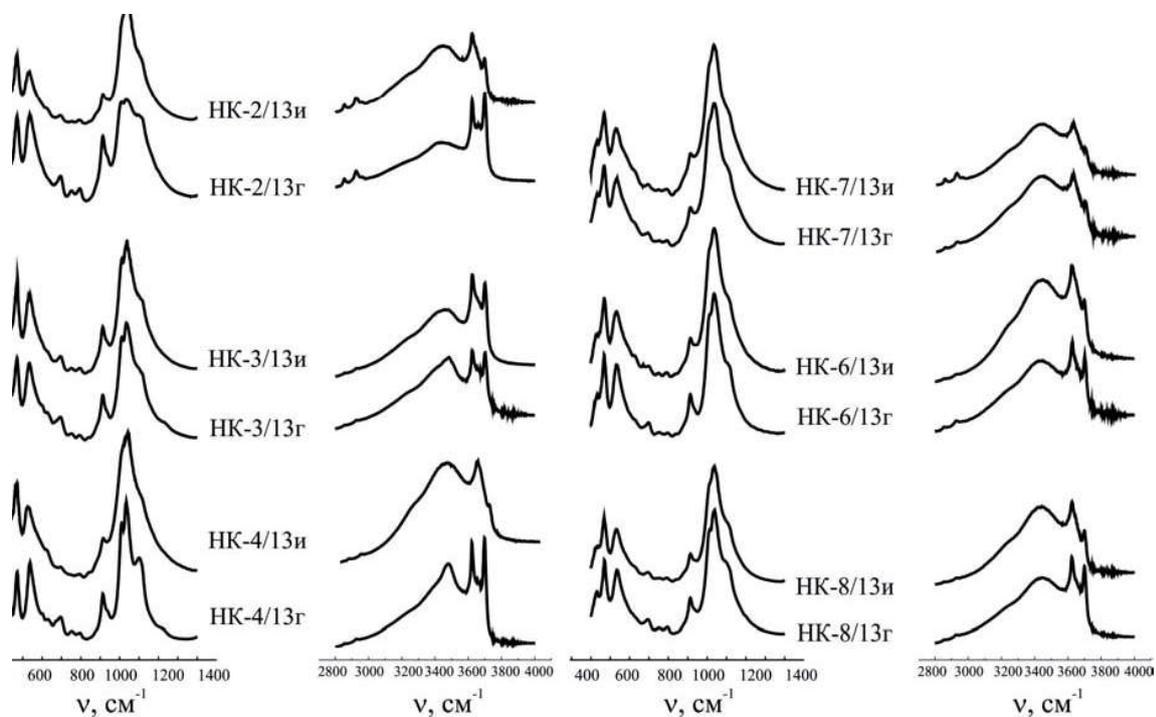


Рис. 4. Дифрактограмма образца НК-2/13г, полученная в воздушно-сухом (*a*) и насыщенном глицеринном (*b*) состояниях; 1 – каолинит, 2 – высокотемпературная модификация альбита, 3 – пирит

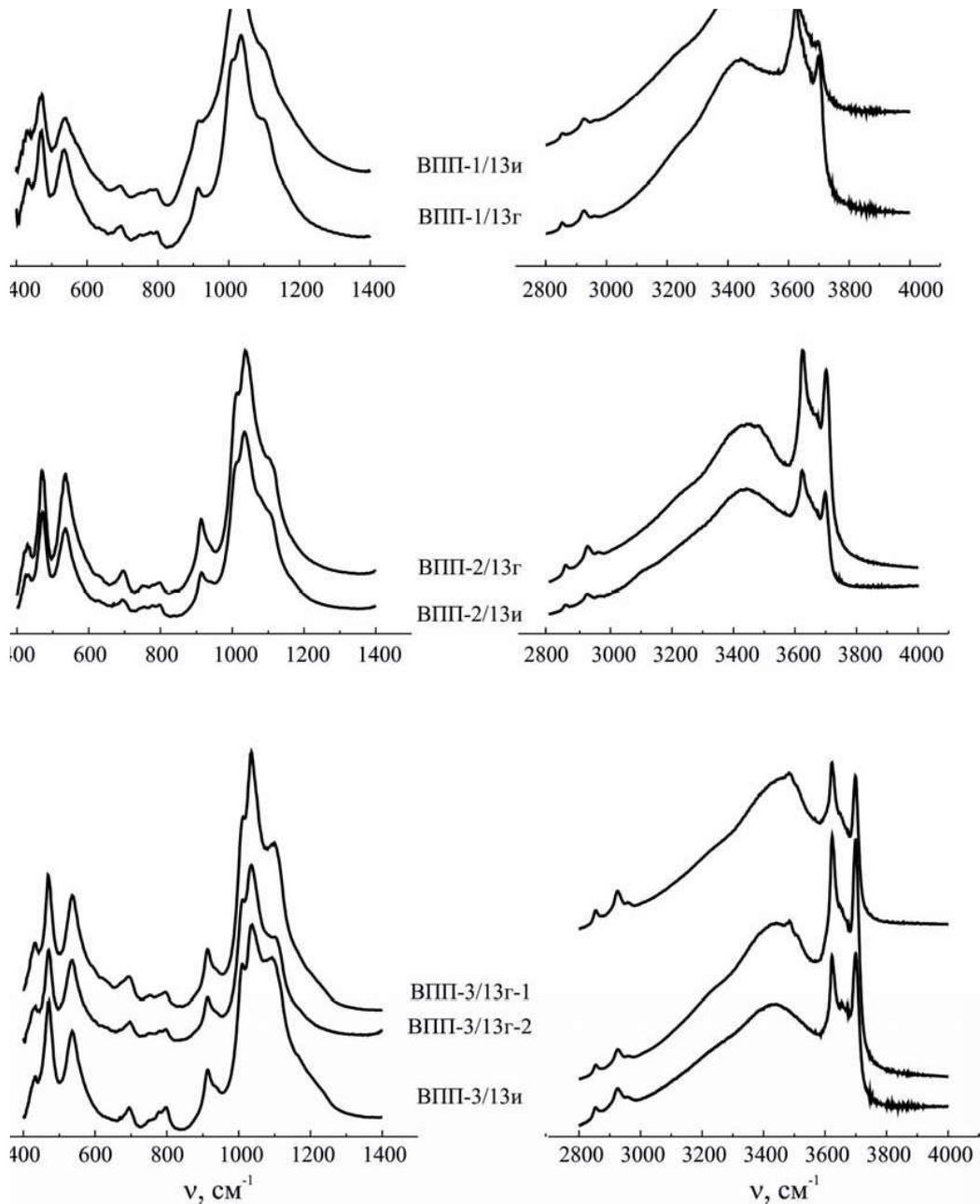
На рис. 3, 4 показаны дифрактограммы характеристических (т. е. с резко отличающимися спектрами) образцов. Спектры этих образцов представлены на рис. 2 (НК-1/13г) и рис. 5 (НК-2/13г). По спектрам, образец

НК–1/13г (рис. 3), представляет собой иллит, а образец НК–2/13г (рис. 4) сложен преимущественно каолинитом.

На дифрактограммах видно, что в присутствии глицерина малоугловые рефлексы ($00l$) не сдвигаются в сторону меньших углов, что характерно для иллитов и минералов группы каолинита. Иллиты идентифицируются по положению первого рефлекса в районе $8 - 10^\circ 2\Theta$ (образец НК–1/13г), а у каолинитовых минералов первый рефлекс расположен около $12^\circ 2\Theta$ (образец НК–2/13г). Кроме слоистых силикатов, в образцах присутствуют примеси высокотемпературной модификации альбита, α -кварца (пространственная группа $P3_121$) и пирита.



двигаются, поскольку заряд пакетов небольшой, поэтому интеркаляция проходит легко.



в некоторых случаях борт котла и донный осадок сложены иллитом (НК–7/13), а в некоторых случаях борт котла сложен каолинитовыми минералами, а в донном осадке преобладает иллит. Например, в точке НК–2/13 котел обрaмлен каолинитом (НК–2/13г), но в донном осадке преобладает иллит (НК–2/13и). Такая же картина наблюдается в точках НК–4/13, НК–6/13, отчасти НК–8/13. В точке НК–3/13 преобладают каолинитовые минералы как в образцах из борта котла, так и из донного осадка. Таким образом, на Нижне-Кошелевской термоаномалии реализуются варианты: каолинитовый борт – иллитовый осадок, каолинитовый борт – каолинитовый осадок, иллитовый борт – иллитовый осадок, но вариант иллитовый борт – каолинитовый осадок не встречен.

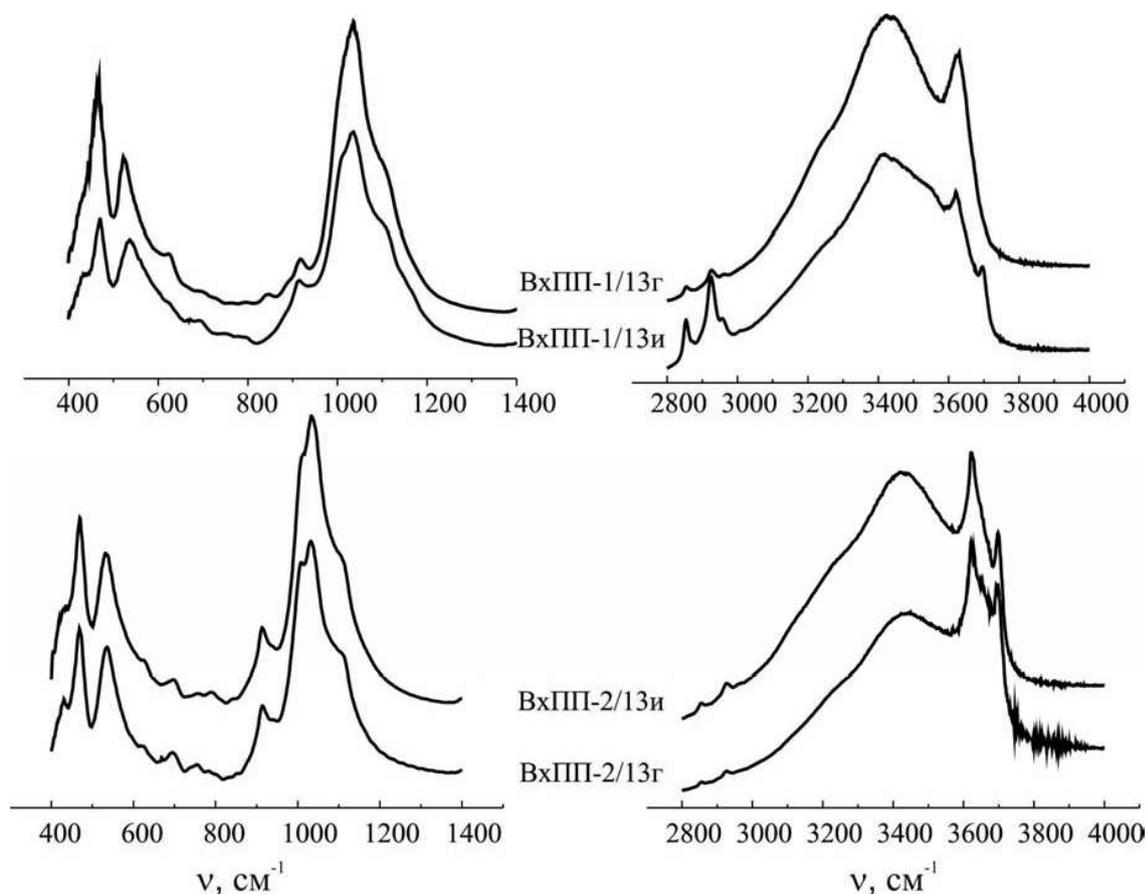


Рис. 7. Инфракрасные спектры глинистых образцов, отобранных из водно-глинистой взвеси и около бортов котлов Восточно-Паужетского термального поля (иллит с примесью каолинита).

Таким образом, на термальных полях Паужетского геотермального месторождения также не обнаружено котлов, у которых борт был бы сложен иллитом, а в донном осадке доминировал бы каолинит.

Возможно, это объясняется неустойчивостью каолинита к превращению в иллит/смектит в растворах, пересыщенных относительно аморфного кремнезема. Если раствор пересыщен относительно аморфного SiO_2 , то двухэтажные каолинитовые минералы трансформируются в трехэтажные, со структурными мотивами диоктаэдрических слюд [9]. Кроме того, в работе [3], посвященной вопросам устойчивости иллита и смектита, обсуждаются следующие градации стабильности этих минералов в водной среде:

– иллит и смектит более стабильны, чем аморфное вещество сходного состава, что естественно;

– иллит и смектит стабильны в растворах, пересыщенных относительно аморфного SiO_2 ;

– иллит и смектит метастабильны относительно распада на кварц (α -модификацию?) и каолинит, или, иначе, метастабильны в насыщенных растворах кварца.

Водные растворы, заполняющие грязевые (грязе-водные) котлы, характеризуются высоким содержанием H_4SiO_4 и часто пересыщены относительно аморфного SiO_2 , то есть концентрация кремниевой кислоты в растворе выше, чем должна быть по равновесию: $\text{SiO}_2(\text{аморфн.}) + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$. Поэтому вполне возможно, что каолинит в котлах трансформируется в иллит/смектит и наоборот, иллит распадается на каолинит и кварц при нагревании и понижении активности воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен фазовый состав глинистой части минеральных ассоциаций, сформированных в грязевых (грязе-водных) котлах Паужетского геотермального месторождения и Нижне-Кошелевского термального поля. Данные по инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии дополняют друг друга и не противоречат. Обнаружено, что донный осадок котлов сложен, чаще всего, иллитом с примесью каолинитовых минералов. В ряде случаев, однако, донный осадок представлен каолинитовыми минералами. Борты котлов сложены, преимущественно, иллитом с некоторой

примесью каолинита, или каолинитом/диккитом. Зафиксированы ситуации, когда борт котла состоит из каолинита, а в донном осадке преобладает иллит или каолинит. Так же есть котлы, у которых борт и донный осадок сложены иллитом. Не обнаружена лишь ситуация, когда каолинитовый донный осадок находится в котле, сложенном иллитом. Вероятно, в большинстве случаев гидротермальные растворы в котлах пересыщены относительно аморфного SiO_2 , в таких условиях устойчив иллит, в который и трансформируются каолинитовые минералы при попадании в котел. Если активность кремния в растворе по каким-либо причинам снижается, то иллит, вероятно, распадается на минералы группы каолинита и α -кварц. Таким образом, грязевые (грязе-водные) котлы, широко распространенные на площади современных термальных полей, представляют собой высокодинамичную физико-химическую систему, во многом определяющую условия образования и трансформации минерального вещества в верхних горизонтах геотермальных месторождений.

Авторы глубоко признательны коллегам по экспедиции за организацию полевых исследований и сотрудникам Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН за предоставленную возможность использования современного высокоточного аналитического оборудования.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-31343мол_а).

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. В. Velde. A proposed phase diagram for illite, expanding chlorite, corrensite and illite-montmorillonite mixed layered minerals. // *Clays and Clay Minerals*, 1977. –Vol. 25. – pp. 264 – 270.
3. E. J. Essene, D. R. Peacor. Illite and smectite: metastable, stable or unstable & Further discussion and a correction. // *Clays and Clay Minerals*, 1997. –Vol. 45, No. 1, p. 116-122.
4. E. Spasra, F. Bergaya, J. J. Fripiat. Infrared spectroscopy study of tetrahedral and octahedral substitutions in an interstratified illite-smectite clay. // *Clays and Clay Minerals*. 1994. –Vol. 42. –№ 3. –p. 237 – 241.
5. H. J. Abercrombie, I. E. Hutcheon, J. D. Bloch, P. de Caritat. Silica activity and the smectite-illite reaction. // *Geology*, 1994. – Vol. 22. – pp. 539 – 542.

6. M. May, D. G. Kinniburgh, P. A. Helmke and M. L. Jacon. Aqueous dissolution, solubilities and thermodynamic stabilities of common aluminosilicate clay minerals: Kaolinite and smectites. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986. – Vol. 50, pp. 1667 – 1677.
7. S. U. Aja, P. E. Rosenberg, J. A. Kittrick. illite equilibria in solutions: I. Phase relationships in the system K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O between 25 and 250°C // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991. – Vol. 55. – pp. 1353 – 1364.
8. Stephen U. Aja. Thermodynamic properties of some 2:1 layer clay minerals from solution-equilibration data // *Eur. J. Mineral*, 1995. – 7. – pp. 325-333.
9. Zao Ming, J. L. JunFeng, Chen ZhenYan, Chen XiaoMing, Cui XiangDong, Wang Yan-Shan. Evolution of kaolinite subgroup minerals and mixed-layer illite/smectite in the Paleogene Damintum Depression in Liaohé Basin of China and its implication for paleotemperature. // *Science China. Earth Sciences*. 2011. – Vol. 54. – p. 73 – 83.

**CLAY MINERALS MUD BOILERS OF THERMAL FIELDS OF THE
SOUTH OF KAMCHATKA BY THE INFRARED SPECTROSCOPY
AND X-RAY DIFFRACTOMETRY**

Sergeeva A. V., Nazarova M. A.

Institute of Volcanology and Seismology

Far East branch, Russian Academy of Sciences

The paper gives the results of instrumental study of the mineral composition of clays formed in the mud boilers of thermal fields. Samples are investigated by the methods of infrared spectroscopy (IR) and x-ray diffractometry. The aim of research is to identify sustainable mineral associations. The thermal fields are generated mainly illite and kaolinites polytype.

Keywords: illite, smectite, kaolinite, bottom sediment, hydrothermal clays

УДК 551.435.627+528.74

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО КУПОЛА ВУЛКАНА МОЛОДОЙ ШИВЕЛУЧ

Шевченко А.В., Свирид И.Ю.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга*

Научный руководитель: д.г.-м.н. Мелекесцев И.В.

В работе дана новая интерпретация процессов формирования современного экструзивного купола вулкана Молодой Шивелуч. Авторы вводят терминологию, ранее не используемую в отечественной вулканологии, которая дает новый взгляд на происходящие на вулкане процессы и позволяет глубже понять механизм его современной экструзивной деятельности. Установлено, что в 2001 г. произошла смена типа экструзивной активности с эндогенного на экзогенный. Также было показано отсутствие ранее предполагаемых эффузивных процессов на куполе в настоящее время.

Ключевые слова: вулкан Молодой Шивелуч, экзогенный купол, структуры расщепления, глыбовый панцирь

ВВЕДЕНИЕ

Массив Шивелуч расположен в северной части Центральной камчатской депрессии. В голоцене вулканическая деятельность массива была сосредоточена главным образом в его юго-западной части, где происходило формирование вулканического аппарата Молодого Шивелуча. Активность Молодого Шивелуча имеет преимущественно экструзивно-эксплозивный характер. Экструзивная деятельность сопровождается различной силы эксплозиями, периодически происходят катастрофические извержения и обвалы, приводящие к значительному разрушению постройки вулкана.

Современная экструзивная активность вулкана Молодой Шивелуч возобновилась в 1980 г., спустя 16 лет после катастрофического извержения 1964 г. Рост купола, происходивший в 1980–1982 гг. и 1993–1995 гг., был детально изучен в результате систематических комплексных

исследований [2, 6]. Дальнейшее формирование купола, которое продолжается с 2001 г. по настоящее время, исследовано уже не так тщательно по причине высокой опасности его непосредственных наблюдений, а также отсутствия систематических аэрофотосъемок вулкана Молодой Шивелуч.

В настоящей работе на основе собранных фотоматериалов дается интерпретация происходящих на вулкане событий с целью восполнить пробелы в исследовании формирования современного экструзивного купола.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аэрофототопографическая съемка купола не выполнялась с 2003 по 2010 гг. Вследствие этого отсутствует материал для построения цифровых моделей рельефа и определения точных количественных параметров фотограмметрическим методом. По этой причине авторы применили визуальное дешифрирование стереопар, составленных по плановым аэрофотоснимкам 2001 г. и плановым и перспективным снимкам купола, выполненным обычными, не топографическими камерами. Анализ стереоизображений позволил авторам выделить морфологические элементы, трудно различимые на одиночных снимках.

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ ЭКСТРУЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В 1932 г. Х. Виллиамс выделил два типа роста экструзивных куполов: эндогенный и экзогенный [12]. В настоящее время эта классификация является общепринятой.

По наиболее современному определению Д.С. Бейкера [7, стр. 63]: «Эндогенные купола увеличиваются, по мере того, как новая лава поднимается вверх и распространяется в пределах более холодной лавовой коры, а экзогенные купола прирастают, по мере того, как новая лава проходит вверх, проламывает лавовую кору, и распространяется по внешней поверхности».

Экзогенный тип экструзивной деятельности очень часто сопровождается появлением на поверхности куполов таких морфологических элементов, как структуры расщепления и глыбовые панцири.

Структуры расщепления (crease structures, cleavage canals или spreading centers) (рис. 1) были впервые выделены Ф. Омори в 1916 г. при исследовании вулкана Сакура-дзима [9]. Они детально изучены на вулкане Сент-Хеленс во время роста купола в 1980–1986 гг. [11]. Структуры расщепления в большинстве случаев образуются в результате выжимания гладких пластичных дегазированных экструзивных тел по краям линейной впадины [8].



Рис. 1. Структура расщепления на куполе вулкана Сент-Хеленс в 1981 г.
Фото Д. Дзурисин, USGS.

Глыбовые панцири (blocky carapaces) образуются на периферии структур расщепления и покрывают пластичное ядро экзогенного купола. При поступлении новых порций пластичного магматического вещества

происходит выталкивание ими ранее отложенного экзогенного экструзивного материала на склоны старого эндогенного купола. Экзогенный купол теряет пластичность в верхней части склона, вся его толща до подстилающей поверхности раскалывается на крупные глыбы, которые вслед за этим медленно оползают по склону и держатся на нем за счет своей массы и силы трения.

При сопоставлении аэрофотоснимков 2001 г. с более ранними были выявлены морфологические особенности роста экструзивного купола вулкана Молодой Шивелуч, свидетельствующие о смене типа экструзивной деятельности с эндогенного на преимущественно экзогенный.

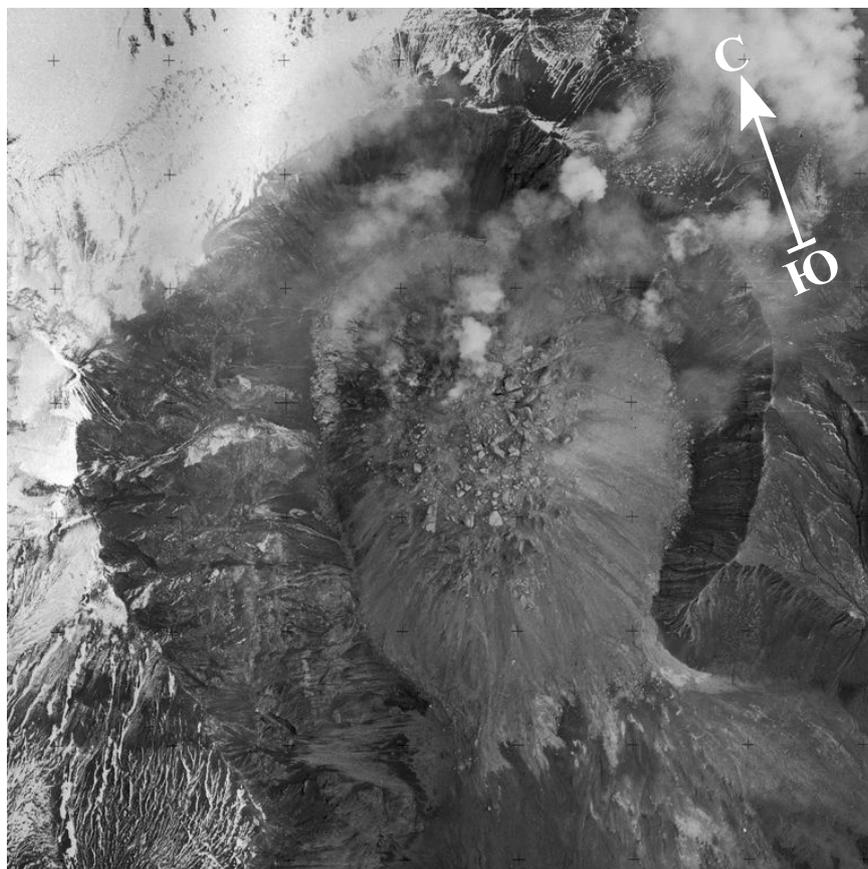


Рис. 2. Эндогенный рост купола вулкана Молодой Шивелуч 24 августа 1993 г. Фото В.Н. Двигало.

В 1993 г. купол вулкана обладал классической эндогенной морфологией (рис. 2): происходило выжимание крупных экструзивных блоков, на склонах и у подножия образовывалась осыпная мантия. Купол

формировался по эндогенному типу до конца экструзивного извержения в январе 1995 г.

В мае 2001 г. режим экструзивной деятельности изменился. На снимке (рис. 3) мы можем наблюдать формирование структур расщепления в западной части купола, на его северном склоне и в центральной части, а также образование на юго-западном склоне купола первого глыбового панциря.

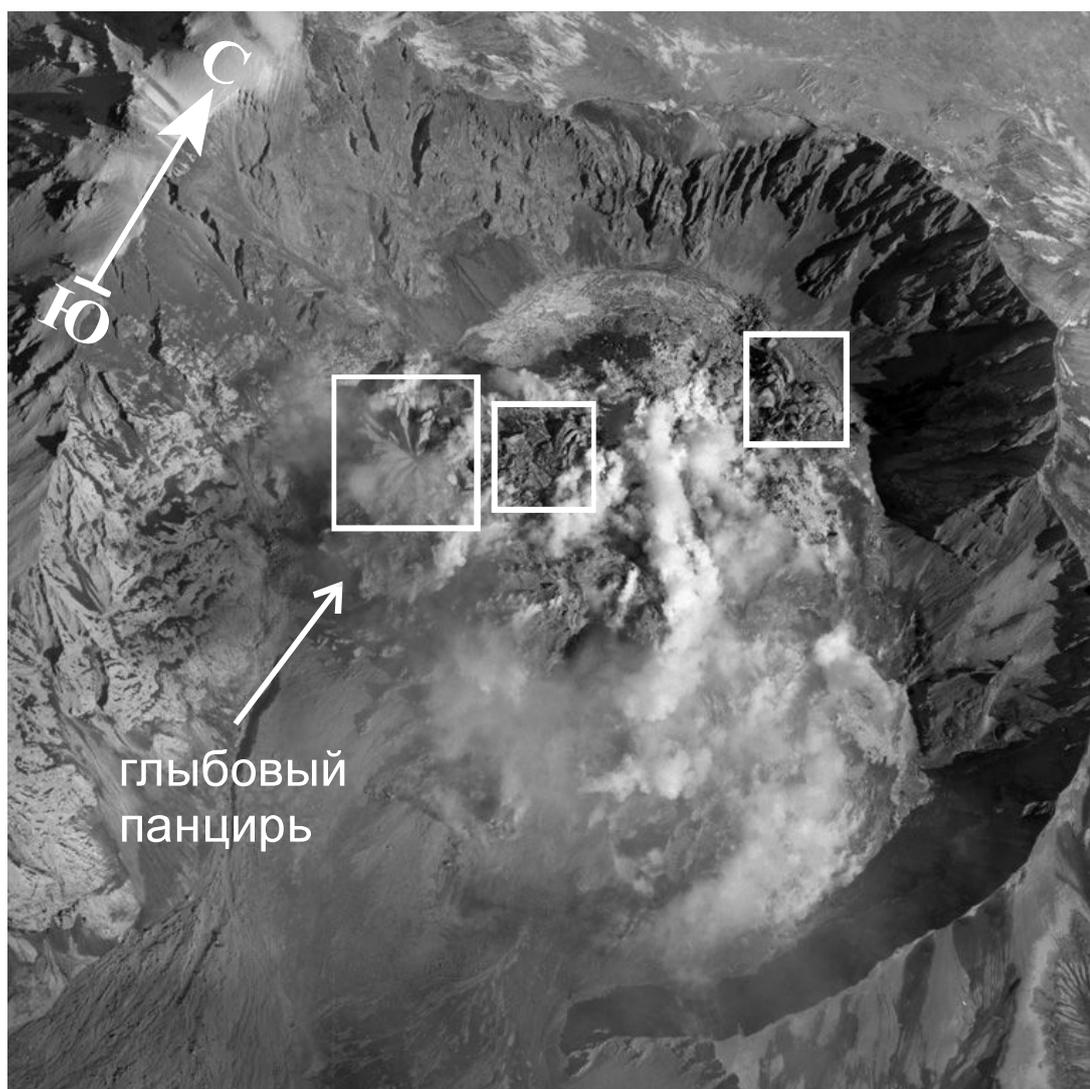


Рис. 3. Экзогенный рост купола вулкана Молодой Шивелуч 16 мая 2001 г.
Структуры расщепления выделены прямоугольниками.
Фото В.Н. Двигало.

Структура расщепления в западной части купола вулкана Молодой Шивелуч является наиболее крупной и состоит из пластин, вытянутых

радиально от одного центра. На юго-западном склоне купола образован связанный с ней глыбовый панцирь. Данная структура расщепления относится к радиальному типу, впервые выделенному авторами только на вулкане Шивелуч.

Структура расщепления на северном склоне купола представлена телескопически выжатыми отдельностями. Такая форма образовалась по причине выжимания из трещины на крутом склоне, почти у подножия. На вершине структуры находится обелиск, распадающийся на отдельные части. На дне атрио наблюдаются отколовшиеся от нее глыбы. Отнесена авторами к типу зеркально-симметричных структур.

Пластины центральной структуры расщепления имеют иррегулярную направленность расхождения. Выжимание пластин в западном ее секторе происходит субгоризонтально в разные стороны от одного центра, пластины северного сектора направлены с севера на юг и слегка наклонены на запад. На пластинах только этой структуры отмечаются концентрические полосы более темного цвета. Авторы относят эту структуру к иррегулярному типу, также впервые выделенному на куполе вулкана Молодой Шивелуч.

Впервые появившись в 2001 г. глыбовые панцири продолжают формироваться на куполе Молодого Шивелуча, периодически разрушаясь вследствие крупных взрывов, а также под действием силы тяжести. На снимке 2002 г. (рис. 4) наблюдается оползание покрываемого глыбовым панцирем экзогенного купола по северо-западному, западному и юго-западному склонам эндогенного купола в виде трёх отдельных «языков».



Рис. 4. Глыбовый панцирь, сформировавшийся на куполе в 2002 г.
Фото А.В. Сокоренко.

Для сравнения можно привести выжимание экзогенного купола и формирование глыбового панциря на вулкане Редаут в 2009 г. В процессе извержения в ущелье северного склона происходило оползание пластичного ядра экзогенного купола, на поверхности которого формировался глыбовый панцирь (рис. 5). Вследствие быстрого остывания поверхность еще пластичной экструзии растрескивается и разделяется на отдельные глыбы. Подталкиваемые пластичным ядром глыбы во фронтальной части экзогенного купола оползают вниз по склону. Периодически во фронтальной части экзогенного купола происходят глыбовые обвалы, обнажая в поверхности отрыва монолитное ядро, бывшее пластичным в привершинной части склона. При дальнейшем

оползании затвердевшее ядро разделяется на крупные глыбы. Так объясняется наличие самых крупных глыб во фронте оползающего экзогенного купола.



Рис. 5. Фронтальная часть экзогенного купола вулкана Редаут 16 апреля 2009 г.
Фото Г. Мак-Гимси, AVO USGS.

В 2004 г. на вулкане Молодой Шивелуч продолжалась экзогенная экструзивная деятельность. На снимке (рис. 6) зафиксирована начальная стадия формирования экзогенного купола. Купол покрыт глыбовым панцирем, в его фронтальной части видна поверхность отрыва, обнажающая монолитное ядро. Слева от экзогенного купола выделяется зеркало скольжения, по которому сползал один из «языков» экзогенного

купола 2002 г. Оставшаяся часть экзогенного купола 2002 г. идентифицируется на западном склоне подстилающего старого купола.



Рис. 6. Начальная стадия формирования экзогенного купола 29 мая 2004 г.
Фото С.А. Хубуня.

На следующем изображении (рис. 7) зафиксирована дальнейшая стадия формирования экзогенного купола 2004 г., когда его глыбовый панцирь спустился к подножию старого (эндогенного) купола. По структурным линиям на поверхности глыбового панциря мы можем видеть, что экзогенный купол теряет пластичность в верхней части склона. Далее происходит оползание глыб, которые удерживаются на склоне за счет своей массы и силы трения. В нижней части склона панцирь раздваивается, из его центральной части, также как и из боковой, происходят обвалы глыб, обнажающие подстилающую поверхность. На вершине купола

идентифицируется линейная впадина, которая может указывать на наличие в этом месте структуры расщепления, но поскольку плановая аэрофотосъемка купола 2004 г. не была выполнена, мы не можем утверждать о ее наличии.



Рис. 7. Оползание экзогенного купола по склону подстилающего старого купола 28 июля 2004 г. Фото М.Е. Зеленского.

Впервые структура расщепления на Молодом Шивелуче была выделена американскими исследователями Майклом Рэмси и Риком Весселсом, которые выполнили плановую аэрофотосъемку купола в августе 2005 г. [10]. На снимке (рис. 8) структура расщепления в форме полумесяца окружена глыбовым панцирем, который только начал оползать по южному склону. Прежний экзогенный купол был разрушен в результате крупной эксплозии 27 февраля 2005 г.

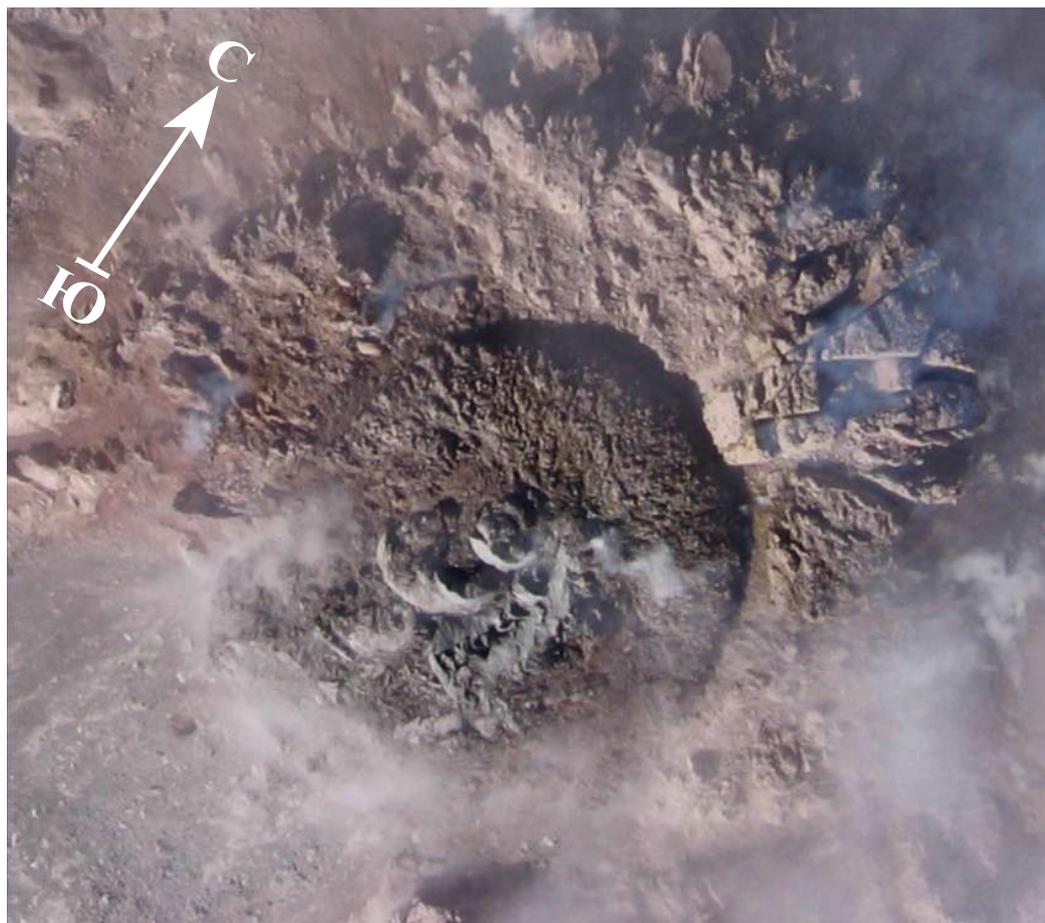


Рис. 8. Структура расщепления на вершине купола Молодого Шивелуча 21 августа 2005 г. Фото Р.Л. Весселса.

В 2012 г. экзогенная экструзивная деятельность продолжалась в виде образования структур расщепления и оползания глыбовых панцирей по подстилающим склонам старого (эндогенного) купола. На снимке (рис. 9) четко выделяется трещина из которой выжимается структура расщепления, имеющая форму, близкую к зеркально-симметричной. На снимке (рис. 10) элементы структуры глыбового панциря, выгнутые против направления движения, свидетельствуют об отсутствии процессов течения. Кроме того, в средней части купола четко идентифицируется вывал, образовавшийся в результате опрокидывания совокупности глыб, направленность которых изменилась с субвертикальной на субгоризонтальную. Такой вывал возможен только при отсутствии связанности полностью затвердевших отдельных глыб, из которых состоит панцирь.



Рис. 9. Структура расщепления на куполе вулкана Молодой Шивелуч 12 июля 2012 г. Фото И.Ю. Свирида.



Рис. 10. Глыбовый панцирь экзогенного купола Молодого Шивелуча в 2012 г. Фото Ю.В. Демянчука.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В нескольких предыдущих работах о современной активности вулкана Шивелуч [1, 3, 4] описанные выше экзогенные экструзивные образования интерпретируются как лавовые потоки. По нашему мнению, они не могут быть названы лавовыми потоками, так как их форма и структура поверхности демонстрируют отсутствие каких-либо следов течения: вершинные их части значительно мощнее фронтальных; фронт не выражен; отсутствует характерная для вязких потоков каплевидная, расширяющаяся книзу форма; отсутствуют бортовые валы (необходимый элемент вязких андезитовых потоков); структурные линии на поверхности глыбового панциря имеют выгнутую против движения направленность в отличие от выпуклых в сторону течения волн на поверхности лавовых потоков.

Кроме того, основываясь на определении: «Экструзивными называют извержения высоковязкой магмы, которая не способна образовать поток» [5, стр. 76], мы можем заключить, что одновременное сосуществование экструзивной и эффузивной деятельности не представляется возможным. Сам факт появления структур расщепления свидетельствует о деформациях выжимаемого из трещин материала, превышающих предел текучести, вследствие чего данный материал не может являться жидкой лавой.

В подтверждение этого следует отметить, что на вулкане Шивелуч фиксируется постоянный экструзивный рост купола, в то время, как на вулкане Безымянном с возникновением лавовых потоков в 1977 г. экструзивная деятельность прекратилась.

ВЫВОДЫ

1. В 2001 г. на вулкане Молодой Шивелуч произошла смена режима экструзивной деятельности – эндогенный рост купола сменился на преимущественно экзогенный, появилась заметная пластичность экструзивных образований. С 2001 г. по настоящее время на поверхности купола происходит формирование структур расщепления и глыбовых панцирей. Выделены три типа структур расщепления: зеркально-симметричный, радиальный, иррегулярный. Два последних из них не встречались прежде.

2. Материал экзогенного купола при сползании вниз по подстилающей поверхности старого эндогенного купола удерживается в верхней части склона за счет его связанности и пластичности, ниже по склону – за счет своей массы и силы трения.

3. Исследуемые геоморфологические образования не имеют следов течения и не могут быть названы лавовыми потоками. В настоящее время на вулкане Молодой Шивелуч эффузивная активность отсутствует.

Авторы благодарят В.Н. Двигало, Ю.В. Демянчука, А.В. Сокоренко, С.А. Хубуная, М.Е. Зеленского, А.А. Овсянникова за предоставленные фотоматериалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбач Н.В. Первый лавовый поток на экструзивном куполе вулкана Шивелуч, 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 9–16.
2. Двигало В.Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуч в 1980-1981 гг. по фотограмметрическим данным // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 104–109.
3. Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Крупные эксплозивные извержения вулкана Шивелуч (Камчатка) с частичным разрушением экструзивного купола 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 48–62.
4. Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Рост экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 1980-2007 гг. по геодезическим наблюдениям и видеосъемке // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 3–13.
5. Слезин Ю.Б. Механизм экструзивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 76–84.
6. Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В., Богоявленская Г.Е., Новгородцева Т.Ю., Демянчук Ю.В., Будников В.А., Фазлуллин С.М. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3–19.
7. Barker D.S. Endogenous and exogenous plutons: the influence of emplacement style on contamination of granitic magma // *The Canadian Mineralogist*. 2007. V. 45. N. 1. P. 63–70.
8. Fink J.H., Anderson S.W. Lava domes and coulees // Sigurdsson H. ed. *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press. 2000. P. 307–319.
9. Omori F. The Sakura-jima eruptions and earthquakes // *Bulletin of the imperial earthquake investigation committee*, Tokyo. 1916. V. 8. P. 181–321.
10. Ramsey M.S., Wessels R.L., Anderson S.W. Surface textures and dynamics of the 2005 lava dome at Shiveluch volcano, Kamchatka // *Geological Society of America Bulletin*. 2012. V. 124. N. 5/6. P. 678–689.
11. Swanson D.A., Dzurisin D., Holcomb R.T., Iwatsubo E.Y., Chadwick W.W., Casadevall T.J., Ewert J.W., Heliker C.C. Growth of the lava dome at Mount St. Helens // Fink J.H. ed. *The emplacement of silicic domes and lava flows: Geological Society of America special paper 212*. 1987. P. 1–16.
12. Williams H. The history and character of volcanic domes // *Univ. Calif. Publ. Bull. Dept Geol. Sci.* 1932. 21. P. 51–146.

GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF CURRENT DOME FORMATION
PROCESS AT MOLODOY SHIVELUCH VOLCANO

Shevchenko A.V., Svirid I.Yu.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS
Vitus Bering Kamchatka State University*

The paper presents a new interpretation of current dome formation process at Molodoy Shiveluch Volcano. The authors introduce new terms, which have never been previously used in Russian volcanology. These terms suggest a new perspective on the on-going activity at Molodoy Shiveluch and provide a better understanding of the volcano's extrusive process. The paper reveals that in 2001 the endogenous type of extrusive activity transformed into exogenous type. Besides, the article shows that despite expectations, recently no effusive processes have been detected at the dome.

Keywords: Molodoy Shiveluch volcano, exogenous dome, crease structures, blocky carapace