



ФАНО России

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии

Дальневосточное отделение

Российская академия наук

---

# ВУЛКАНИЗМ и связанные с ним процессы

XX ежегодная научная конференция,  
посвящённая Дню вулканолога  
30-31 марта 2017 г.

**Материалы конференции**



Петропавловск-Камчатский  
2017

## Содержание

### Секция I. Вулканизм как глобальное явление

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| О.А. Гирина, А.Г. Маневич, Д.В. Мельников, А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук<br><b>Активность вулканов Камчатки и Северных Курил в 2016 г. по данным KVERT</b>                                                                                                                                                      | 7  |
| А.Б. Белоусов, М.Г. Белоусова<br><b>Пирокластические потоки вулкана Ключевской, Камчатка</b>                                                                                                                                                                                                                  | 11 |
| О.А. Гирина, Д.В. Мельников, Ю.В. Демянчук, А.Г. Маневич<br><b>Извержение вулкана Безымянный в 2016-2017 гг. по данным KVERT</b>                                                                                                                                                                              | 14 |
| О.А. Гирина, Д.В. Мельников, А.Г. Маневич, А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук<br><b>Хронология событий извержения вулкана Ключевской в 2016 г.</b>                                                                                                                                                                   | 18 |
| Л.И. Гонтовая, В.И. Силаев, Л.П. Вергасова, Л.П. Аникин, Г.А. Карпов<br><b>К вопросу о глубинности источника флюидно-магматического вещества под Толбачинским и Ключевским вулканами</b>                                                                                                                      | 22 |
| Н.В. Горбач, М.Г. Гавриленко, Т.М. Философова<br><b>Химический и минеральный составы продуктов извержения вулкана Молодой Шивелуч в сентябре 2016 г.</b>                                                                                                                                                      | 26 |
| Б.Н. Гордейчик, Т.Г. Чурикова, О.В. Бергаль-Кувикас, А. Кронц, А.Г. Симакин, Г. Вернер<br><b>Использование Fe-Mg зональности в оливинах для расчетов скоростей подъема и времени эволюции магмы до извержения (первые результаты российско-немецкого проекта по изучению оливинов в камчатских базальтах)</b> | 30 |
| В.Г. Дирксен<br><b>Эволюция климата и природной среды Камчатки в голоцене по данным изучения озерных отложений</b>                                                                                                                                                                                            | 34 |
| В.А. Ермаков, М.А. Матвеев<br><b>Вулкан Шиш в южной части хребта Кумроч</b>                                                                                                                                                                                                                                   | 38 |
| Н.А. Жаринов, Ю.В. Демянчук, И.А. Борисов<br><b>Извержения вулкана Ключевской в 2015-2016 гг.</b>                                                                                                                                                                                                             | 42 |
| М.Е. Зеленский, В.С. Каменецкий<br><b>Сульфиды и благородные металлы в примитивных островодужных базальтах на примере вулкана Толбачик, Камчатка</b>                                                                                                                                                          | 46 |
| Т.А. Котенко, Е.И. Сандимирова, Л.В. Котенко<br><b>Извержения вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2016-2017 гг.</b>                                                                                                                                                                                                | 50 |
| Ю.А. Кугаенко, А.О. Волинец<br><b>К вопросу об эволюции представлений об ареальном вулканизме</b>                                                                                                                                                                                                             | 54 |
| С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин, Д.Н. Божежа, П.П. Фирстов, Д.В. Мельников<br><b>Частотно-резонансная технология обработки спутниковых снимков: о возможности ее применения для мониторинга активности вулканов</b>                                                                                 | 58 |
| Д.В. Мельников, А.Г. Маневич, О.А. Гирина<br><b>Алгоритм автоматического анализа спутниковых снимков MODIS для мониторинга активности вулканов Камчатки и Курильских островов</b>                                                                                                                             | 62 |

|                                                                                                                                                                                                                                                 |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А.Н. Наумов, С.С. Бурнатный, П.С. Минюк, А.Г. Зубов<br><b>Петромагнитные характеристики плейстоценовых пеплов разреза Половинка, Центральная Камчатская депрессия, Камчатка</b>                                                                 | 66  |
| А.Ю. Озеров<br><b>К вопросу о механизмах базальтового-андезибазальтового и андезитового-дацитового типов извержений</b>                                                                                                                         | 70  |
| М.Ю. Пузанков, Л.И. Базанова, О.В. Дирксен, А.Б. Перепелов, С.В. Москалева, Е.В. Карташева<br><b>Конус Бастион (Жупановская группа вулканов)</b>                                                                                                | 74  |
| В.А. Салтыков, Ю.А. Кугаенко, П.В. Воропаев<br><b>Первое применение в реальном времени методики СОУС'09 для прогноза извержений вулкана Безымянный</b>                                                                                          | 78  |
| М.Л. Толстых, М.М. Певзнер, В.Б. Наумов, А.Д. Бабанский, А.О. Волинец<br><b>Расплавы позднеплейстоценового кальдерообразующего извержения Ичинского вулкана</b>                                                                                 | 82  |
| С.А. Хубуня, А.В. Соболев, В.С. Хубуня<br><b>Геохимические особенности темноцветных минералов, продуктов взрывной и эффузивной деятельности вулкана Ключевской – показатели присутствия магматических очагов</b>                                | 86  |
| <b>Секция II. Геодинамика зоны перехода океан-континент</b>                                                                                                                                                                                     |     |
| Р.Р. Акбашев, П.П. Фирстов, Д.В. Мельников<br><b>Отклик градиента потенциала атмосферного электрического поля на прохождение эруптивного облака при извержении вулкана Шивелуч 16.12.2016 г.</b>                                                | 90  |
| Л.П. Аникин, Ю.И. Блох, В.И. Бондаренко, А.С. Долгаль, А.А. Долгая, П.Н. Новикова, В.В. Петрова, О.В. Пилипенко, В.А. Рашидов, А.А. Трусов<br><b>Новые данные о строении подводных вулканов и островов Курильской островной дуги</b>            | 94  |
| С.В. Болдина, Г.Н. Копылова<br><b>Гидрогеодинамические эффекты Жупановского землетрясения 30.01.2016 г., <math>M_w=7,2</math> (по данным равномерных наблюдений)</b>                                                                            | 98  |
| Д.И. Будилов, П.П. Фирстов, Е.О. Макаров, Д.В. Исакевич<br><b>Разработка автоматизированного аппаратно-программного комплекса для регистрации подпочвенных газов в пункте «Институт» на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне</b>   | 102 |
| А.В. Викулин<br><b>Вулканизм как составная часть волнового планетарного геодинамического процесса</b>                                                                                                                                           | 106 |
| А.И. Герус, А.В. Викулин<br><b>Геодинамические волны деформации в блоковой геосреде и их модельное представление в виде волн миграции сейсмической и вулканической активности</b>                                                               | 110 |
| А.А. Гусев, А.А. Скоркина, В.М. Павлов, И.Р. Абубакиров, Е.М. Гусева<br><b>Получение массовых оценок региональных моментных магнитуд <math>M_w</math> и установление их связи с <math>M_L</math> для субдукционных камчатских землетрясений</b> | 114 |
| А.А. Долгая<br><b>Миграция геодинамической (вулканической и сейсмической) активности как многомасштабное явление</b>                                                                                                                            | 118 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| В.А. Касимова, Г.Н. Копылова, А.А. Любушин<br><b>Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений Камчатки</b>                                                                                                                                    | 122 |
| А.И. Кожурин, Е.А. Зеленин<br><b>Активные разломы Восточного вулканического фронта: параметры, возможные механизмы образования</b>                                                                                                                                                           | 126 |
| Ю.А. Кугаенко<br><b>Аномалии микросейсм в районах вулканической активности</b>                                                                                                                                                                                                               | 130 |
| М.В. Лемзиков<br><b>Пространственное поглощение сейсмических волн в вулканогенных горных породах вблизи вулкана Кизимен</b>                                                                                                                                                                  | 134 |
| Е.О. Макаров, П.П. Фирстов<br><b>Оценка потока подпочвенного радона на одном из пунктов сети регистрации подпочвенных газов Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона</b>                                                                                                          | 138 |
| А.И. Малиновский<br><b>Геохимия терригенных пород как индикатор геодинамических обстановок седиментации Западно-Сахалинского террейна</b>                                                                                                                                                    | 142 |
| С.А. Федотов, А.В. Соломатин, А.В. Кирюхин<br><b>Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на XI 2016 – X 2021 гг., его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г., M = 8,3</b> | 146 |
| П.П. Фирстов, М.А. Лобачева, Д.И. Будилов<br><b>Оценка энергии взрывов на вулкане Алаид по акустическим сигналам</b>                                                                                                                                                                         | 150 |
| <br><b>Секция III. Гидротермальные процессы: геотермия, геохимия, метасоматоз</b>                                                                                                                                                                                                            |     |
| А.Б. Белоусов, М.Г. Белоусова<br><b>Роль оползней в формировании гейзеров Долины Гейзеров, Камчатка</b>                                                                                                                                                                                      | 154 |
| И.А. Бойкова, А.В. Сергеева<br><b>Калишпатовые сферолиты в перлитах Ягоднинского месторождения (Камчатка)</b>                                                                                                                                                                                | 158 |
| В.А. Дроздин<br><b>Температура и строение атмосферы</b>                                                                                                                                                                                                                                      | 162 |
| Е.С. Житова, А.А. Нуждаев<br><b>Минеральное разнообразие солей термальных полей Южной Камчатки</b>                                                                                                                                                                                           | 166 |
| Е.Г. Калачева, Ю.А. Таран<br><b>Роль гидротермальных систем Курильской островной дуги в выносе магматических компонентов</b>                                                                                                                                                                 | 169 |
| Е.С. Кляпицкий, О.В. Бергаль-Кувикас, А.Н. Рогозин<br><b>Кальдерообразующие извержения основного и среднего составов: геодинамические обстановки и условия формирования</b>                                                                                                                  | 173 |
| Г.Н. Копылова<br><b>Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: история и результаты</b>                                                                                                                                                                                              | 177 |
| М.А. Назарова, К.В. Тарасов<br><b>Минералого-геохимические особенности вещества новообразований пещеры ТТИ-50 (отбор 2016 г.)</b>                                                                                                                                                            | 181 |



|                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А.А. Нуждаев<br><b>Геолого-геохимическая модель Кошелевской газо-гидротермальной системы</b>                                                                                                                                                 | 183 |
| И.А. Нуждаев<br><b>Уточнение строения геотермальных месторождений Паужетско-Камбально-Кошелевского района на основании магнитометрических исследований</b>                                                                                   | 185 |
| В.М. Округин, Н.А.Малик, О.А. Зобенько, Ш.С. Кудяева, С.В. Москалева,<br>Е.Ю. Плутахина, Е.Д. Скильская, К.О. Шишканова, Д.А. Яблокова<br><b>Активные вулканы и редкометальная минерализация Камчатского края</b>                            | 189 |
| А.Ю. Поляков<br><b>Проникновение локальных метеорных вод в Мутновский продуктивный геотермальный резервуар, по данным исследований изотопного состава воды (<math>\delta D</math>, <math>\delta^{18}O</math>)</b>                            | 192 |
| С.Н. Рычагов, Т.М. Философова, М.С. Чернов, Е.С. Житова, О.В. Кравченко,<br>А.В. Сергеева<br><b>Минералорудообразование в основании толщи глин Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка)</b> | 196 |
| Т.В. Рычкова<br><b>Моделирование влияния инъекции холодной воды на гидротермальный резервуар на примере гидротермальной системы Долины Гейзеров</b>                                                                                          | 200 |
| Д.П. Савельев, Т.М. Философова<br><b>Аварунит из шлиховых проб бассейна р. Белой (гипербазитовый массив г. Солдатской, п-ов Камчатский Мыс)</b>                                                                                              | 204 |
| А.В. Сергеева<br><b>Минеральный состав гидротермальных глин, сформированных под действием разгрузок различного типа</b>                                                                                                                      | 207 |
| К.В. Тарасов, О.М. Топчиева<br><b>О выносе мышьяка низкотемпературными гидротермами Курильских островов (острова Кунашир, Шиашкотан)</b>                                                                                                     | 211 |
| К.В. Тарасов, О.М. Топчиева<br><b>Особенности миграции и накопления стронция в гидротермальных метасоматитах Курильских островов (Кунашир, Кетой, Ушишир, Шиашкотан)</b>                                                                     | 215 |
| С.О. Феофилактов<br><b>Электропроводность зон разгрузки парогидротерм Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений (Южная Камчатка)</b>                                                                                      | 219 |
| Ю.В. Фролова, М.С. Чернов, С.Н. Рычагов, В.Н. Соколов, А.М. Мосин, Р.А. Кузнецов<br><b>Преобразование андезитов в разрезе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка)</b>                                                         | 223 |
| О.О. Усачева<br><b>Термогидродинамическое моделирование Мутновского геотермального месторождения в связи с возможностями увеличения мощности ГеоЭС</b>                                                                                       | 227 |

**Активность вулканов Камчатки и Северных Курил в 2016 г. по данным KVERT**  
**О.А. Гирина, А.Г. Маневич, Д.В. Мельников, А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук**  
*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*  
*e-mail: girina@kscnet.ru*

На Камчатке расположено 30 и на Северных Курилах 6 действующих вулканов, ежегодно здесь происходят эксплозивные извержения 3–8 вулканов. Ежедневный видео-визуальный и спутниковый мониторинг вулканов выполняет Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) с 1993 г. С 2014 г. спутниковый мониторинг вулканов осуществляется с помощью ИС “Мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил” (VolSatView) [5]. С 2016 г. выпуск VONA KVERT стал сопровождаться результатами моделирования движения пеплового шлейфа, выполненного на основе данных KVERT по модели PUFF в АИС “Сигнал” (ВЦ ДВО РАН) [9]. В 2016 г. извергалось восемь вулканов: Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Карымский, Жупановский, Алаид, Эбеко, Чикурачки.

**Шивелуч.** Экструзивно-эксплозивно-эффузивное извержение продолжалось в течение всего года. В ночное время регулярно отмечалось свечение лавового купола, связанное с продолжением поступления на поверхность земли магматического вещества, иногда наблюдались сопутствующие этому процессу явления - эксплозивные события с подъемом пепла до 10 км н.у.м. и обрушения раскаленных лавин, пепел от которых обычно поднимался до 3-6 км н.у.м. На спутниковых снимках в районе лавового купола постоянно отмечалась термальная аномалия.

Сильные эксплозивные события с подъемом эруптивных колонн до 10-12 км н.у.м. наблюдались: 10 и 29 января, 18 и 27 февраля, 23 марта, 2 апреля, 2 мая, 18 сентября, 9 и 19 декабря. С середины сентября до конца года эксплозивная активность вулкана повысилась, наиболее протяженный пепловый шлейф был отмечен 09-10 декабря - более 880 км на северо-северо-восток от вулкана на высоте 8-12 км н.у.м. 18 сентября в результате эксплозий в юго-западной части купола обрушились крупные блоки лавы и сформировались пирокластические потоки длиной до 10 км по руслу р. Байдарная и в центральной части южного склона вулкана.

На спутниковых снимках отмечались пепловые шлейфы, распространявшиеся в различных направлениях от вулкана: например, 10 января - до 190 км на запад; 29 января - до 60 км на юго-запад; 18 февраля - до 53 км на северо-восток; 27 февраля - до 55 км на юго-восток; 23 марта - до 38 км на север; 2 апреля - до 65 км на юго-восток; 2 мая - до 36 км на юго-восток. В целом, в течение года морфология лавового купола постоянно менялась вследствие поступления свежего магматического вещества, сильных эксплозий и обрушений раскаленных лавин. Высокие значения температуры и размера термальной аномалии в районе вулкана отражали непрерывный экструзивно-эффузивный процесс извержения.

Кроме эруптивных шлейфов, наблюдались ресуспендированные пепловые шлейфы в районе Шивелуча в следующие дни: 4 июля (до 65 км на юго-восток от вулкана), 28-29 сентября (до 100 км на восток от вулкана), 3-4 октября (до 280 км на юго-восток и юг от вулкана), 3-4 ноября (до 143 км на восток от вулкана) [4].

**Ключевской.** 03 апреля началось новое эксплозивное извержение вулкана Стромболианской активностью. По данным KVERT, с 14:35 UTC 23 апреля началась Вулканская стадия извержения - эксплозии подняли пепел до 8 км н.у.м., в 02:28 UTC

24 апреля фронтальная часть пеплового облака отмечалась в 456 км на юго-запад от вулкана. 23-24 апреля началась эффузивная стадия извержения - излияние лавового потока с вершины вулкана по Апахончичскому желобу на юго-восточном склоне вулкана, 25 апреля длина его была около 0,5 км. 26 апреля произошел прорыв в Апахончичском желобе, рост шлакового конуса и излияние лавового потока из него. 3 мая отмечено значимое событие: образование шарры в верхней части Апахончичского желоба, аналогично образованию шарры в Крестовском желобе в 1945 г. [8]. До 6 ноября происходило излияние лавовых потоков из различных бокк конуса прорыва. Лава заполняла ложе Апахончичского желоба и переливалась через его борта. Время от времени отмечалось усиление парогазовой активности и пепловых выбросов из вершинного кратера вулкана, например, 2-4, 13 и 16 мая пепловые шлейфы на высоте до 5-6 км н.у.м. протягивались до 90 км на юг и юго-восток от вулкана, во второй половине года пепел выбрасывался из кратера почти постоянно, высота его подъема достигала 7-8 км н.у.м.

Постепенно активность вулкана начала снижаться: 3-4 ноября последний раз были зарегистрированы пепловые шлейфы; 3 ноября излияние лавовых потоков прекратилось; 4 ноября температура аномалии резко понизилась, хотя в вершинном кратере 3-4 ноября еще наблюдалась стромболианская деятельность. 6 ноября извержение закончилось. Хотя 16 ноября, 17 и 31 декабря, изредка в январе-марте 2017 г. регистрировались отдельные пепловые выбросы и даже серии пепловых выбросов, связаны они, вероятно, с оттоком магмы по каналу вулкана и обрушением пирокластики и глыб лавы последнего извержения в кратер и канал вулкана, при которых тонкая пыль выносится из кратера в атмосферу.

**Безымянный.** В течение января-ноября наблюдалась умеренная фумарольная деятельность вулкана. По спутниковым данным, в районе вулкана почти постоянно регистрировалась слабая термальная аномалия. 26 августа в северо-восточной части кратера купола наблюдалось, вероятно, экструзивное тело, начавшее выжиматься на поверхность земли [3]. 23 сентября Ю.В. Демянчук отметил небольшой рост купола Безымянного по сравнению с 2015 г. С 5 декабря температура аномалии начала повышаться, предполагалось, что интенсивность экструзивного процесса усилилась. 12 декабря было отмечено яркое свечение вершины, вероятно, начал выжиматься лавовый поток на западный склон купола. Это подтвердилось при анализе спутниковых снимков высокого разрешения. К середине февраля 2017 г. лавовый поток на западном склоне купола был покрыт снегом, но 5-13 февраля был вновь зарегистрирован рост температуры аномалии вплоть до +43 °С. Вероятно, в это время выжималась новая порция лавы из кратера купола, 12 февраля на спутниковом снимке на его южном склоне был отмечен новый лавовый поток небольшой мощности, вероятно, менее вязкой лавы. Такие же узкие потоки менее вязкой лавы наблюдались на снимке от 17 февраля на теле западного потока. Эффузивное извержение вулкана продолжается.

**Карымский.** Эксплозивное извержение вулкана продолжалось, но перерывы в его активности становились все продолжительнее. По спутниковым и редким визуальным данным, в январе-феврале время от времени происходили пепловые выбросы до 4-5 км н.у.м., пепловые шлейфы протягивались до 300 км в различных направлениях от вулкана, в районе его кратера регистрировалась термальная аномалия.

7-8 октября на спутниковых снимках отмечался шлейф ресуспендированных пеплов, протягивавшийся на высоте до 2,5 км н.у.м. на 400 км на юго-восток от вулкана.

По данным KVERT, эксплозивное извержение вулкана, начавшееся 01 января 1996 г., возможно, к апрелю 2016 г. закончилось.

**Жупановский.** Эксплозивное извержение вулкана началось 6 июня 2014 г. и продолжалось в нестабильном режиме до 20 ноября 2016 г. Значимые единичные эксплозивные события 2016 г. были зарегистрированы: 19 января (начало события в 04:36 UTC, подъем пепла до 7,5 км н.у.м., шлейф на северо-запад от вулкана), 21 января (в 05:46 UTC, до 7-8 км н.у.м., запад-юго-запад), 24 января (в 00:17 UTC, до 8 км н.у.м., на север), 5 февраля (в 16:40 UTC, до 7 км н.у.м., на восток-юго-восток), 7 февраля (в 13:20 UTC, до 5 км н.у.м., на северо-запад), 9 февраля (в 07:20 UTC, до 7 км н.у.м., восток-юго-восток), 12 февраля (в 20:22 UTC, до 10 км н.у.м., на восток, затем на северо-восток) [1]; а также 24 марта (в 13:50 UTC, до 8,5 км н.у.м., на северо-запад) [6] и 20 ноября (в 02:29 UTC, до 7-8 км н.у.м., на восток). Пепловые шлейфы протягивались до 550 км от вулкана. Все эксплозивные события были внезапными, без предвестников и подготовки.

**Алаид, о. Атласова.** Эксплозивно-эффузивное извержение началось 01 октября 2015 г. и продолжалось до 10 августа 2016 г. На спутниковых снимках в районе кратера вулкана регистрировалась термальная аномалия, 20 февраля был отмечен пепловый шлейф до 50 км на восток от вулкана. Активность его росла, температура аномалии повышалась, все чаще отмечались пепловые шлейфы в районе вулкана. Вероятно, увеличения размера термальной аномалии и ее интенсивности связано с продолжением стромболианской активности и излиянием лавы в кратер собственно вулкана Алаид. По состоянию на 22 марта в южной части крупного шлакового конуса, сформированного во время извержения 1981 г. и заполненного пирокластикой извержений 2012 и 2015 гг., появился небольшой новый шлаковый конус, пространство внутри конуса 1981 г. было заполнено свежей пирокластикой 2016 г. и материалом лавовых потоков.

28-31 марта, во время эксплозивного извержения влк. Чикурачки было отмечено усиление активности Алаида: 29 марта - 1 апреля отмечались пепловые шлейфы, протягивавшиеся до 60 км на восток, юг и юго-запад от вулкана [2].

10 мая на спутниковом снимке Landsat-8 был обнаружен лавовый поток длиной около 300 м, вытекающий из вершинного кратера вулкана на его юго-западный склон. Визуально с вертолета шлаковый конус и лавовый поток наблюдались 28 апреля. С середины июля активность вулкана стала слабеть, 10 августа извержение закончилось.

**Эбеко, о. Парамушир.** Эксплозивное извержение началось 19-20 октября и продолжается до настоящего времени (март 2017). По сообщениям наблюдателей из г. Северо-Курильск, 19-20 октября из Активного кратера вулкана произошло несколько выбросов пепла до 1,5 км н.у.м., достоверно: в 22:30 и 22:45 UTC 19 октября и в 02:10 и 02:56 UTC 20 октября, пепловые шлейфы протягивались до 15 км на В-СВ от вулкана.

С 8 ноября выбросы пепла до 2,6 км н.у.м. возобновились, по визуальным данным, шлейфы протягивались до 15-20 км на восток и северо-восток от вулкана. По спутниковым данным KVERT, термальные аномалии и пепловые шлейфы в районе вулкана не отмечались.

С 8 декабря активность вулкана усилилась, пепловые выбросы происходили не только из Активного, но и из Среднего кратера. По спутниковым данным KVERT, 8-9 и 12 декабря в районе вулкана регистрировалась слабая термальная аномалия. Выбросы пеплов до 2,6 км н.у.м. (иногда по одному в сутки, иногда по несколько), а также пеплопады в г. Северо-Курильск происходили почти ежедневно [7]. Умеренное извержение вулкана продолжается.

**Чикурачки, о. Парамушир.** Эксплозивное извержение вулкана началось 28 марта [2]. В течение 28-31 марта пепловый шлейф поднимался до 4 км н.у.м. и перемещался в основном на юго-восток от вулкана [2].

27 июля в 05:48 UTC на спутниковых снимках был отмечен пепловый шлейф, который на высоте 4-5 км н.у.м. перемещался до 100 км на северо-восток от вулкана. До 15:28 UTC этого дня шлейф протянулся до 180 км от вулкана, в г. Северо-Курильск прошел небольшой пеплопад. Следующий эксплозивный эпизод был отмечен 18 августа. На спутниковых снимках с 23:32 UTC 17 августа до 05:00 UTC 18 августа наблюдалась мощная парогазовая деятельность вулкана, с 05:20 UTC 18 августа в парогазовом шлейфе начал регистрироваться пепел. В 06:30 UTC 18 августа пепловый шлейф поднимался до 2,5 км н.у.м. и протягивался на 140 км на северо-восток от вулкана. С 11:30 UTC 19 августа пепел на спутниковых снимках не отмечался. 30 августа вновь был отмечен на спутниковых снимках пепловый шлейф, протягивавшийся до 35 км на юго-восток от вулкана. С 31 августа до конца года вулкан был спокоен.

### Список литературы

1. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др.* Эксплозивная активность вулкана Жупановский в 2016 г. // Материалы XIX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 24-34.
2. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Нурбаев А.А., Сорокин А.А.* Извержение вулкана Чикурачки (о. Парамушир, Северные Курилы) в 2016 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016а. Т. 13. № 2. С. 235-239. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-235-239.
3. *Гирина О.А., Мельников Д.В., Демянчук Ю.В., Маневич А.Г.* Извержение вулкана Безымянный в 2016-2017 гг. по данным KVERT // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 14-17.
4. *Гирина О.А., Сорокин А.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г.* Ресуспендированный пепел вулкана Шивелуч // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016б. Т. 13. № 5. С. 315-319. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-315-319.
5. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* Информационная система VolSatView для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 62-77. doi: 10.7868/S0203030616060043.
6. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* ИС «VolSatView»: комплексный анализ данных об эксплозивных извержениях вулканов Камчатки // Вестник ДВО РАН. 2016. Вып. 189. № 5. С. 120-127.
7. *Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержения вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2016-2017 гг. // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 50-53.
8. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лабор. вулканол. АН СССР. Вып. 11. 1956. 312 с.
9. *Сорокин А.А., Королев С.П., Гирина О.А. и др.* Интегрированная программная платформа для комплексного анализа распространения пепловых шлейфов при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 9-19. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-4-9-19.

## **Пирокластические потоки вулкана Ключевской, Камчатка**

**А.Б. Белоусов, М. Белоусова**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: belousov@mail.ru*

Приведены данные о пирокластических потоках вулкана Ключевской, сформированных в ходе извержений 1945, 1994 и 2016 гг. Описан механизм их формирования в результате обвала активного лавового потока, провоцирующего фреатомагматический взрыв.

### **Введение**

Образование пирокластических потоков характерно для извержений вулканов со средним-кислым составом магмы (от андезитов до дацитов), которая имеет большую вязкость и содержит много растворённых летучих. Пирокластические потоки образуются как во время эксплозивных извержений (при гравитационном обрушении эруптивной колонны), так и экструзивных (при гравитационном обрушении куполов и вязких лавовых потоков). На Камчатке пирокластические потоки обычны для современных извержений вулканов Шивелуч и Безымянный.

Ключевской вулкан извергает относительно маловязкую магму базальт-андезибазальтового состава, для которой не свойственно образование пирокластических потоков. Извержения вулкана носят, в основном, стромболианский характер, при котором происходят вертикальные выбросы раскалённых бомб и шлака, а также изливаются протяженные потоки лавы типа аа. Относительно редкие и более сильные пароксизмальные извержения вулкана относятся к субплинианскому типу.

Анализ литературных данных и наблюдения авторов показывают, что на Ключевском вулкане периодически образуются пирокластические потоки, механизм образования которых отличается от механизмов образования пирокластических потоков на вулканах со средним-кислым составом магмы.

### **Пирокластические потоки вулкана Ключевской**

То, что некоторые извержения Ключевского вулкана сопровождаются образованием значительных по объёму пирокластических потоков первым установил Б.И. Пийп [1]. Среди продуктов вершинного пароксизмального извержения 1945 г. им были описаны горячие газонасыщенные отложения "горячей лавины", которые покрыли площадь 7 км<sup>2</sup> при средней мощности 20 м (и максимальной 60 м). Объём отложений составил около 0,14 км<sup>3</sup>. Происхождение пирокластических потоков Пийп связал с гравитационным обрушением эруптивной колонны во время эксплозивного извержения вершинного кратера.

После извержения 1945 г. пирокластические потоки на Ключевском вулкане не отмечались до 1994 г., и поэтому факт их образования был практически забыт. В процессе вершинного извержения 1994 г. сформировалось несколько пирокластических потоков общим объёмом около 0,005 км<sup>3</sup>, которые были детально изучены авторами [2]. Их характеристики полностью соответствовали отложениям "горячей лавины" извержения 1945 г. Особенности отложений пирокластических потоков обоих извержений являются низкая степень вспененности обломков ювенильного материала (которые также имеют специфическую текстуру стекловатой поверхности, образовавшуюся при быстрой закалке лавы), и большое содержание обломков резургентного материала.

Анализ литологических особенностей отложений 1945 и 1994 гг., вместе с данными наблюдений извержений Ключевского вулкана, позволил авторам предложить

механизм образования описанных пирокластических потоков в результате обрушений и фреатомагматических взрывов на активных лавовых потоках [2]. В процессе движения лавы по крутому склону, сложенному смёрзшимися обломочными породами, под лавовым потоком в результате его термического воздействия образуется линза талого грунта (смесь воды и разнообразного вулканогенно-обломочного материала). В результате часть лавового потока теряет сцепление с субстратом и соскальзывает вниз по склону (рисунок).

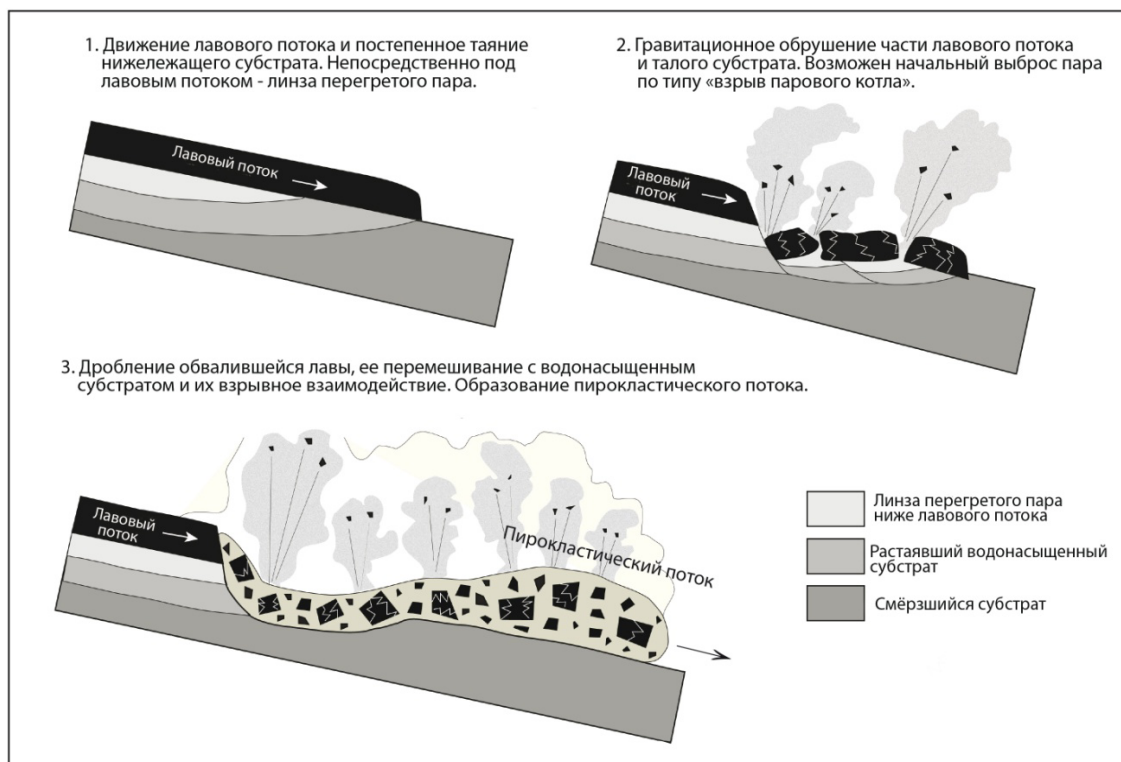


Рисунок. Схема, иллюстрирующая механизм фреатомагматического взрыва с образованием пирокластического потока. Обрушение лавового потока, вызывающего взрыв, может произойти на любом отрезке его длины (не только на фронте).

В процессе соскальзывания раскалённый материал лавового потока дробится и смешивается с водонасыщенным талым субстратом, производя фреатомагматический взрыв. Выброшенный взрывом обломочный материал состоит из мелкораздробленной лавы и резургентного материала субстрата. Часть выброшенного материала формирует вертикальное облако взрыва (которое всплывает в атмосфере), а часть формирует пирокластический поток (который движется вниз по склону). При таких взрывах также образуются протяженные лахары (лахар состоит из смеси материала талого грунта, раздробленной лавы и воды, образовавшейся при воздействии пирокластического потока на ледники и снежники). Описанный механизм фреатомагматических взрывов с формированием пирокластических потоков реализуется только когда лава движется по достаточно крутым склонам. Это объясняет, почему такие обвалы и взрывы не отмечались при побочных извержениях на более пологих склонах Ключевского вулкана.

В апреле 2016 г. в привершинной части восточного склона Ключевского вулкана образовался побочный прорыв, проявлявший интенсивную эффузивную деятельность

до 5 ноября. Лава текла по склону крутизной до  $35^{\circ}$ , сложенному смёрзшимся вулканокластическим материалом. В начале августа в результате обвалов и взрывов на лавовом поле прорыва образовался крупный пирокластический поток, который прошёл по юго-восточному склону около 10 км до абсолютной отметки 1300 м. и далее трансформировался в лахар, который распространился по руслу р. Голубельная ещё на несколько км. Горячие газонасыщенные отложения пирокластического потока частично заполнили глубокий барранкос верховьев р. Голубельная, где площадь отложений составила  $0,15 \text{ км}^2$ , при мощности 3 - 10, местами до 15 м. Объем отложений потока около  $0,001 \text{ км}^3$ ; литологические характеристики, в целом, аналогичны отложениям 1945 и 1994 гг. Особенностью отложений 2016 г. являлось присутствие глыб смёрзшегося вулканокластического материала, которые при таянии образовали конические холмики мокрого гравия, выступающие на высоту до 0,5 м над ровной горячей поверхностью пирокластического потока. Эти холмики указывают на участие смёрзшегося субстрата лавового потока в механизме фреатомагматического взрыва, сформировавшем пирокластический поток.

### **Заключение**

На лавовых потоках Ключевского вулкана, спускающихся по крутым склонам, сложенным смерзшимися вулканогенно-обломочными породами, достаточно обычны обрушения и связанные с ними фреатомагматические взрывы, сопровождающиеся формированием значительных по объёму пирокластических потоков. Возможность образования подобных пирокластических потоков необходимо учитывать при оценке вулканической опасности.

### **Список литературы**

1. *Пуйн Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. // Труды Лаб. вулканологии. 1956. Вып. 11. 311 с.
2. *Belousov A., Behncke B., Belousova M.* Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. V. 202. P. 60-72.



**Извержение вулкана Безымянный в 2016-2017 гг. по данным KVERT****О.А. Гирина, Д.В. Мельников, Ю.В. Демянчук, А.Г. Маневич***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: girina@kscnet.ru*

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов, это один из наиболее активных вулканов мира. После катастрофического извержения 30 марта 1956 г. рост лавового купола в его эксплозивном кратере в течение более 40 лет продолжался почти непрерывно. В январе 2005 г. на вершине лавового купола образовался кратер [2], он сохранялся и после эксплозивных извержений вулкана в 2006-2012 гг. Со времени предыдущего эксплозивно-эффузивного извержения 01 сентября 2012 г. вулкан находился в состоянии относительного покоя до 2016 г., что связывается с высокой эффузивной активностью Трещинного Толбачинского извержения с 27.11.2012 по 15.09.2013 и вулкана Ключевской с 01.09. 2012 по 15.01.2013, с 15.08. по 15.12.2013, с 01.01. по 24.03.2015 и с 03.04. по 06.11.2016 [1].

**Подготовка извержения.** В течение 2013-2016 гг. наблюдалась умеренная фумарольная деятельность вулкана. По спутниковым данным, в районе вулкана почти постоянно регистрировалась слабая термальная аномалия (рис. 1). Вулкан был относительно спокоен, но вероятность его эксплозивного извержения сохранялась, поэтому его Авиационный цветовой код оставался Желтый.

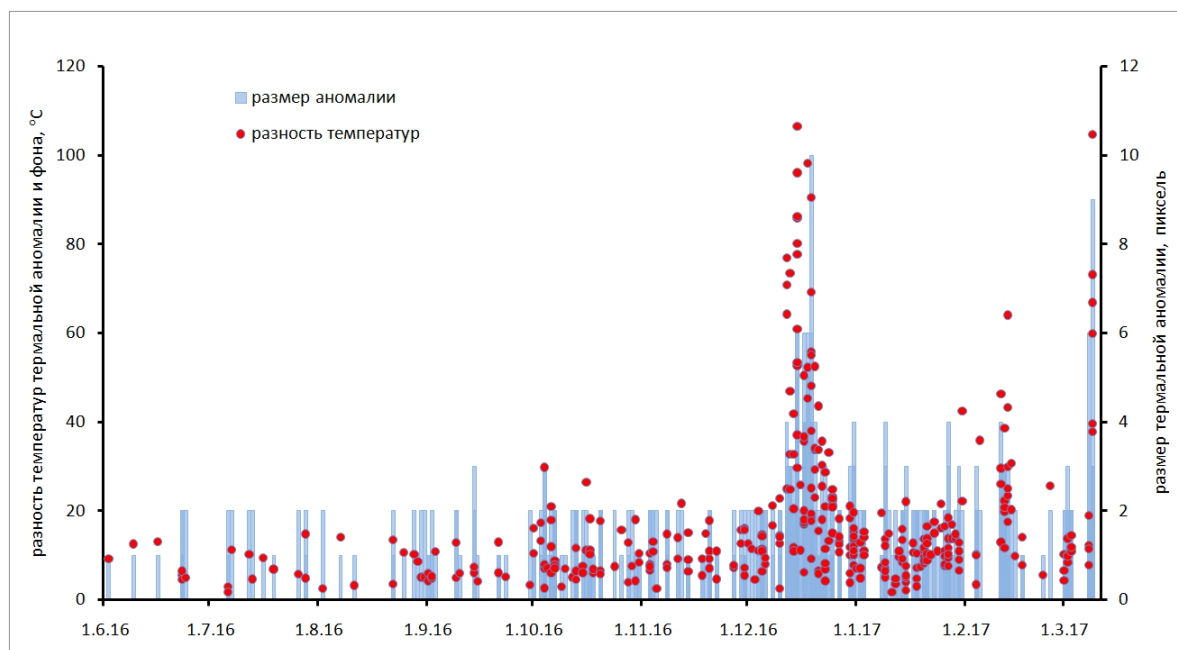


Рис. 1. Термальная аномалия в районе влк. Безымянный в январе 2016 г. - марте 2017 г. (по спутниковым данным из ИС VolSatView [3])

26 августа 2016 г. было совершено восхождение на лавовый купол вулкана, в северо-восточной части его кратера наблюдалось выступающее над дном кратера локальное образование, покрытое пирокластикой, его подножие и дно кратера купола застилал сизый едкий газ. Возможно, это было экструзивное тело, начавшее

выжиматься на поверхность земли (рис. 2). 23 сентября 2016 г. Ю.В. Демянчук отметил значимое изменение в конфигурации кромки купола Безымянного по сравнению с 2015 г. – высота его выросла (рис. 3).

**Извержение.** С 5 декабря 2016 г. температура аномалии начала повышаться, предполагалось, что интенсивность экструзивного процесса в кратере вулкана усилилась. Обычно выжимание экструзии предвещало высокую эксплозивную активность вулкана. По видеоданным, в 19:00 UTC 12 декабря было отмечено яркое свечение вершины Безымянного (рис. 4), поэтому 13 декабря Авиационный цветовой код (АЦК) вулкана был изменен на Оранжевый, было указано, что сильное эксплозивное извержение с выбросом пепла до 15 км н.у.м. возможно в любое время в течение этого или следующих нескольких дней (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2016-194>). Такая активность вулкана могла быть опасной для международных и местных авиалиний.



Рис. 2. Вероятно, экструзивный блок в кратере лавового купола влк. Безымянный 26 августа 2016 г. Фото Ю. Радионова.



Рис. 3. Состояние влк. Безымянный 24 сентября 2015 г. и 23 сентября 2016 г. Фото Ю.В. Демянчука.



По спутниковым данным KVERT, 15 декабря парогазовая колонна, возможно содержащая некоторое количество пепла, поднялась до 4 км н.у.м., шлейф протянулся до 118 км на запад от вулкана (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2016-195>). Такие явления часто предвещали сильное эксплозивное извержение вулкана,

но оно не произошло. 12-23 декабря почти каждую ночь на видеозображениях можно было видеть свечение в районе вершины вулкана, а также его мощную парогазовую активность. 18 декабря на восточном склоне купола наблюдались следы раскаленных

лавин, но спустя неделю они были перекрыты снегом. Активность вулкана снизилась, поэтому 12 января АЦК вулкана был изменен на Желтый (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2017-02>). Следует отметить, что по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН, сейсмичность вулкана в ноябре-декабре и январе-феврале была невысокой.

Предполагалось, что 12 декабря началось выжимание лавового потока на склон купола. Это подтвердилось при анализе спутниковых снимков высокого разрешения (рис. 5). На снимке Геотон-П (Resurs-P1) в 02:47 UTC 20 января 2017 г. (данные из ИС VolSatView [3]) на западном склоне купола Безымянного наблюдается мощный лавовый поток шириной около 500 м и длиной около 570 м. Тело лавового потока окаймляют фумаролы, наиболее мощные из которых отмечаются в серединной части потока, по его фронту и северному борту. Лавовый поток покрыт трещинами, связанными с неровностями поверхности купола, подстилающей лавовый поток, а также, возможно, с неравномерностью поступления лавового материала на поверхность земли. Общая площадь лавового потока составляет 0,21 км<sup>2</sup>. Возле северного борта потока отмечаются следы раскаленных лавин. Вероятно, мощная парогазовая с пеплом активность вулкана 15 декабря отражала новый импульс в выжимании лавы на склон купола вулкана.

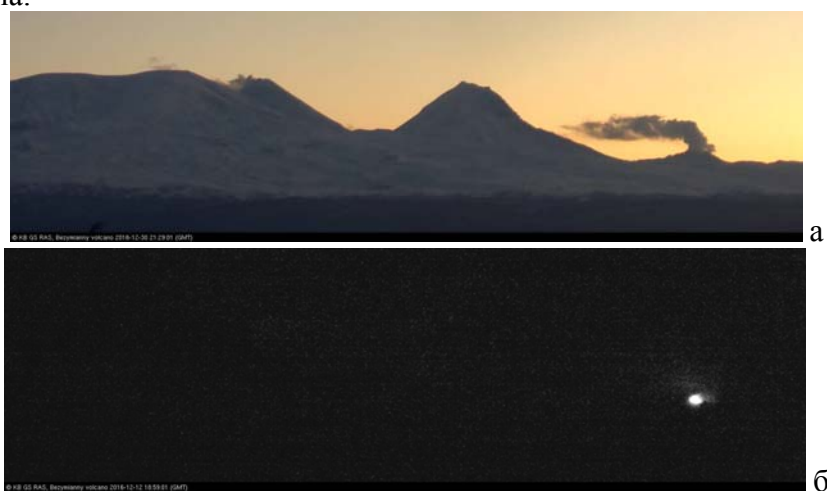


Рис. 4. Видеоданные КФ ГС РАН (слева направо): влк. Ушковский (на переднем плане), Ключевской, Камень, Безымянный (а); яркое свечение в районе влк. Безымянный в 19:00 UTC 12 декабря 2016 г. (б)

К середине февраля 2017 г. лавовый поток на западном склоне купола был покрыт снегом, но 05-13 февраля был вновь зарегистрирован рост температуры аномалии вплоть до +43 °С (рис. 1). Вероятно, в это время из кратера купола выжималась новая порция менее вязкой лавы. Это подтвердилось спутниковыми данными (MSI - SENTINEL-2A, 00:37 UTC; ИС VolSatView) от 12 февраля: на южном склоне купола была отмечена темная полоса нового лавового потока длиной 550 м, шириной до 120 м, площадь потока составила около 0,06 км<sup>2</sup>. Вероятно, была выжата менее вязкая лава, т.к. мощность потока была небольшой – до первых метров. На снимке Landsat-8 от 17 февраля 2017 г. на теле западного лавового потока, выжатого в декабре-январе, было отмечено два таких же как на южном склоне купола узких потока менее вязкой лавы. 27 февраля на видеоизображениях со стороны п. Козыревск черная полоса потока на западном склоне купола вулкана продолжала наблюдаться.

С 5 марта, по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/>), сейсмичность начала значительно повышаться, авторы статьи предположили, что готовится или эксплозивное событие, или очередная «продувка» канала вулкана для излияния новых порций лавы.



Рис. 5. Новый лавовый поток на западном склоне купола влк. Безымянный на снимке Геотон-П (Resurs-P1) в 02:47 UTC от 20 января 2017 г., данные из ИС VolSatView [3]. Снимок синтезирован с цифровой моделью рельефа, вид с запада (обработка Д. Мельникова).

8 марта в 23:45 UTC наблюдались пепловые выбросы до 5,5 км н.у.м. из вулкана Ключевской. 9 марта в 01:30 UTC в районе Безымянного на спутниковом снимке было отмечено пепловое облако, с 02:54 до 16:00 UTC произошло пять крупных эксплозий пепла до 7-8 км н.у.м. из Безымянного. В 03:10 UTC АЦК был изменен на оранжевый, и в 03:31 UTC – на красный, предполагались мощные эксплозивные события с выносом пепла до 15 км н.у.м. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2017-20>), но этого вновь не произошло. По состоянию на 03:52 UTC (NOAA 19), насыщенный пеплом шлейф шириной 14 км протягивался на 112 км на северо-запад от вулкана. В 09:10 UTC (Himawari-8) часть насыщенного пеплом шлейфа длиной 157 км находилась на расстоянии 115 км от вулкана, общая протяженность пеплового шлейфа составляла более 600 км в направлении на северо-запад от вулкана. В 09:40 UTC проявилась новая серия пепловых выбросов, пепловый шлейф протянулся на 470 км на северо-северо-запад от вулкана. Сразу после эксплозий наблюдалась мощная парогазовая деятельность вулкана, т.е. на склон купола начала выжиматься новая порция лавы, что подтверждало яркое его свечение ночью, а также высокая интенсивность термальной аномалии в районе вулкана (рис. 1). Выжимание лавового потока на западный склон купола вулкана продолжается.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (№ 16-17-00042).

### Список литературы

1. *Гирин О.А.* Спутниковые данные высокого разрешения для уточнения положения разломных зон в пределах Ключевской группы вулканов Камчатки // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2016. Т. 13. № 6. С. 148-156. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-148-156.
2. *Гирин О.А., Горбач Н.В.* Извержение вулкана Безымянный 11 января 2005 г. // *Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный)»*, Петропавловск-Камчатский, 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2006. С. 85-94.
3. *Гордеев Е.И., Гирин О.А., Лупян Е.А. и др.* Информационная система VolSatView для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил // *Вулканоология и сейсмология*. 2016. № 6. С. 62-77. doi: 10.7868/S0203030616060043.



**Хронология событий извержения вулкана Ключевской в 2016 г.****О.А. Гирина, Д.В. Мельников, А.Г. Маневич, А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,**e-mail: girina@kscnet.ru*

Ключевской расположен в северо-восточной части Ключевской группы вулканов, это один из наиболее активных вулканов мира. В течение последних пяти лет произошло четыре эксплозивно-эффузивных его извержения: с 1 сентября 2012 г. по 15 января 2013 г., с 15 августа по 15 декабря 2013 г., с 1 января по 24 марта 2015 г. и с 3 апреля по 6 ноября 2016 г. [1].

**Извержение 2016 г.**

В начале года Ключевской был относительно спокоен, наблюдалась парогозовая активность и иногда, связанная с ней, слабая термальная аномалия в районе кратера (рис. 1). 3 апреля визуально наблюдалась деятельность вулкана Стромболианского типа (фонтанирование лавы в вершинном кратере), с 5 апреля на спутниковых снимках отмечалась яркая аномалия, т.е. 3 апреля началось эксплозивное извержение вулкана.

По спутниковым данным KVERT, примерно в 14:35 UTC 23 апреля (AQUA) началась Вулканская стадия извержения - эксплозии поднимали пепел до 8 км н.у.м., в 02:28 UTC 24 апреля (NOAA 19) фронтальная часть пеплового облака отмечалась в 456 км на юго-запад от вулкана. 23-24 апреля началась эффузивная стадия извержения - излияние лавового потока с вершины вулкана по Апахончичскому желобу на юго-восточном склоне вулкана, 25 апреля длина его была около 0,5 км. 26 апреля наблюдались эксплозии пепла из вершинного кратера и на склоне вулкана грязевые потоки от фронта лавового потока (Landsat-8, 26.04.2016).

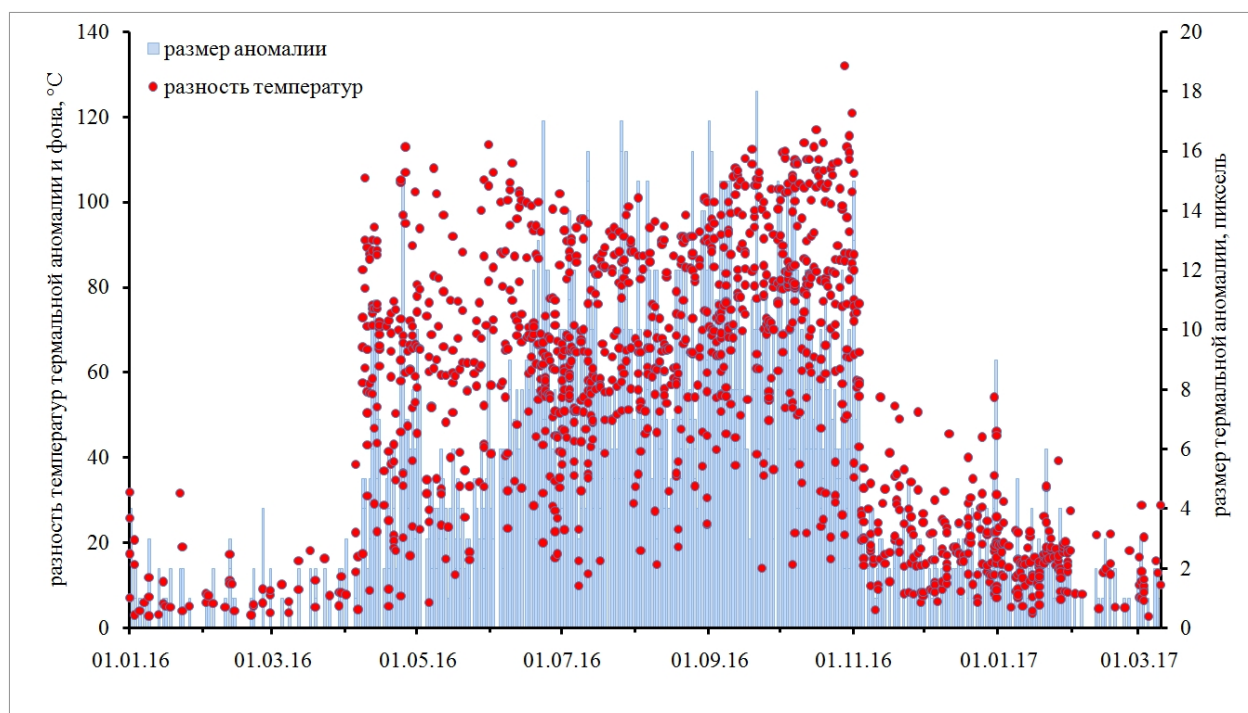


Рис. 1. Термальная аномалия в районе влк. Ключевской в январе 2016 г. - марте 2017 г. (по спутниковым данным из ИС VolSatView [2]).

26 апреля на высоте 4,3-4,4 км н.у.м. произошел прорыв в Апахончичском желобе, отмеченный резким всплеском интенсивности термальной аномалии в районе вулкана (рис. 1). Начался рост шлакового конуса в месте прорыва и излияния лавовых потоков из него.

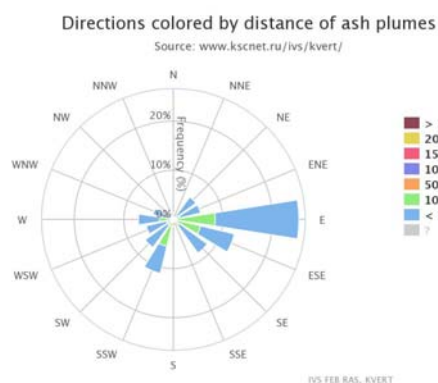
3 мая отмечено значимое событие: образование шарры в верхней части Апахончичского желоба, похожее на образование шарры в Крестовском желобе в 1945 г. [3] (рис. 2). Отличия этих шарр в том, что в 1945 г. в Крестовский желоб обрушились породы, слогавшие стенку вершинного кратера, на долгие годы сделав его открытым в желоб; в 2016 г. кромка отрыва шарры находится на 200 м ниже кратера вулкана, т.е. формирование шарры напрямую связано с прорывом лавы в Апахончичский желоб, проплавлением захороненных ледников и заполнением образованных полостей материалом обрушений. Обвалы с бортов шарры продолжались в течение нескольких месяцев, один из сильных наблюдался, например, 18 июля, пыль от лавин обломков породы поднималась до 0,5-1 км над склоном вулкана.



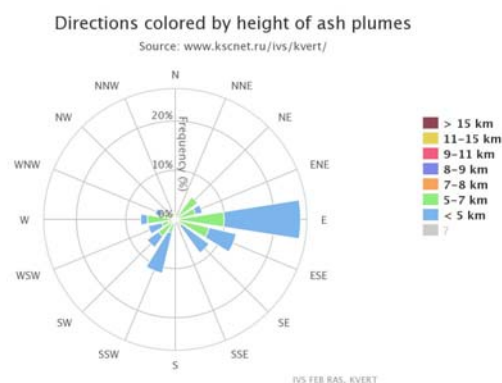
Рис. 2. Шарра в верхней части Апахончичского желоба влк. Ключевской: образование в результате серий обрушений пород в желобе с подъемом пепловых облаков до 5,5 км н.у.м. 3 мая 2016 г. по видео данным KVERT (а); фото от 25 мая 2016 г. Ю. Демянчука (б). Стрелкой указан конус прорыва.

6-7 июля была отмечена активизация извержения – многочисленные эксплозии в вершинном кратере вулкана поднимали пепел до 7,5 км н.у.м., плотный пепловый шлейф протягивался до 400 км на юго-восток и восток от вулкана (рис. 3, 4). Стромболианская активность вершинного кратера и конуса бокового прорыва продолжалась, количество рукавов лавовых потоков увеличивалось. С середины августа начал изливаться лавовый поток на юго-западный склон вулкана, причем исток его был на уровне кромки старого кратера Ключевского, т.е. из бокки шлакового конуса, сформировавшегося на вершине вулкана за последние 10-15 лет (рис. 5, 6). Излияние этого потока продолжалось лишь в течение месяца – в 20-х числах сентября он уже не отмечался.

7 сентября активность вулкана усилилась, эруптивная колонна поднималась до 7,5 км н.у.м., плотный пепловый шлейф протягивался на восток-юго-восток от вулкана. 8 сентября пепловые облака вулкана Ключевской наблюдались над Авачинским и Корякским вулканами на высоте около 4 км н.у.м., постепенно они сместились в сторону Авачинского залива и там рассеялись.



а



б

Рис. 3. Вулкан Ключевской в 2016 гг.: направления перемещения пепловых шлейфов от вулкана (а) и высота пепловых эксплозий над уровнем моря (б), по данным KVERT в ИС VOKKIA ИВиС ДВО РАН [4].

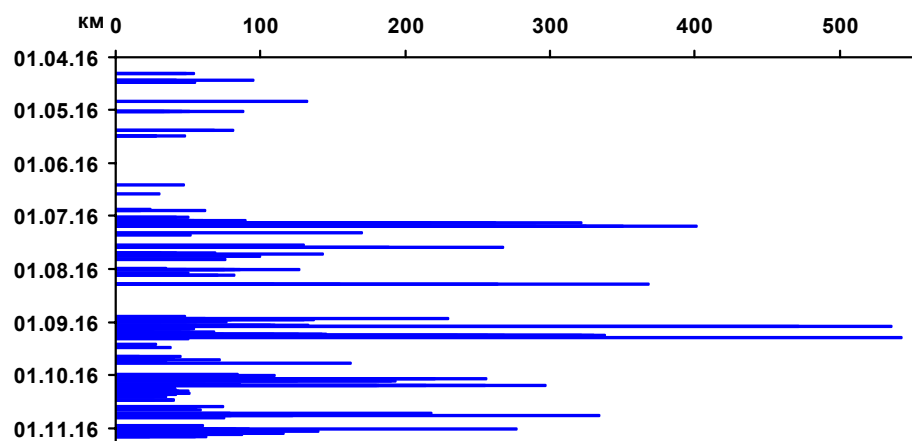
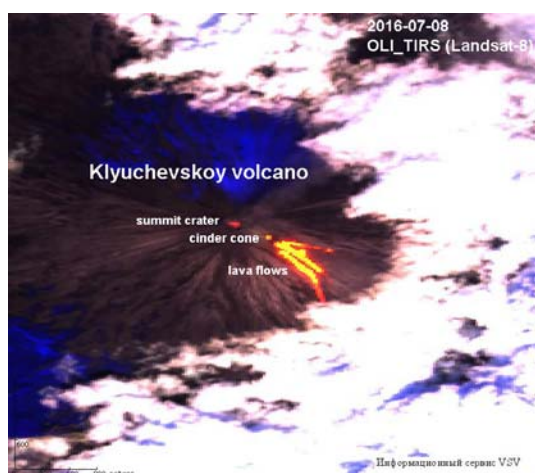
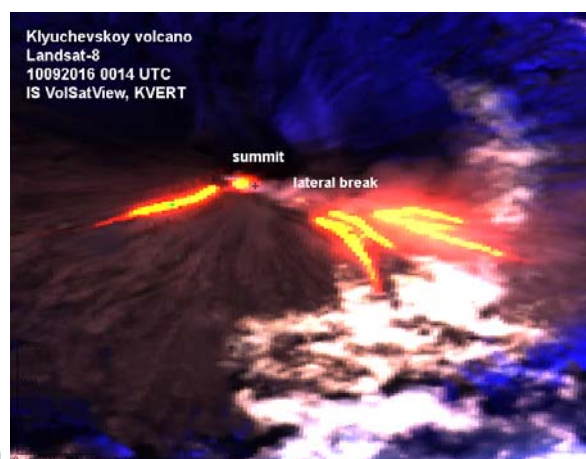


Рис. 4. Протяженность пепловых шлейфов от влк. Ключевской в апреле-ноябре 2016 г. по спутниковым данным KVERT из ИС VolSatView [2].



а



б

Рис. 5. Спутниковые снимки OLI-TIRS (Landsat-8) в 00:14 UTC 8 июля 2016 г. (а) и в 00:14 UTC 10 сентября 2016 г. (б). Отмечаются термальные аномалии в районе вершинного кратера вулкана (стромболианская активность), в Апахончичском желобе (красная точка - боковой прорыв со стромболианской активностью и языки лавовых потоков) и Крестовском желобе. Данные из ИС VolSatView [2].

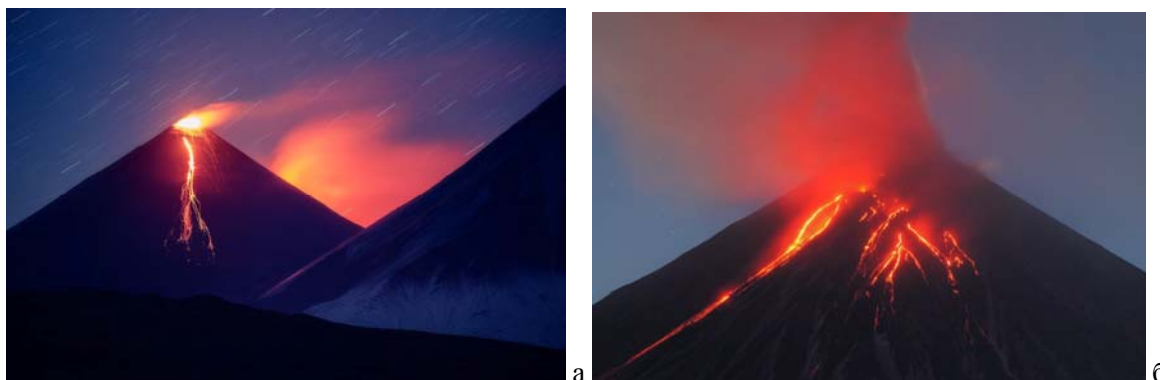


Рис. 6. Излияние лавовых потоков влк. Ключевской: на восточный и юго-западный склоны 26 августа, фото Д. Будькова (а), на восточный склон 6 октября 2016 г., фото С. Макурина (б).

Излияние лавовых потоков из различных бокк конуса прорыва происходило до 6 ноября. Лава заполняла ложе Апахончичского желоба и переливалась через его борта. Время от времени отмечалось усиление парогазовой активности и пепловых выбросов из вершинного кратера вулкана, например, 2-4, 13 и 16 мая пепловые шлейфы на высоте до 5-6 км н.у.м. протягивались до 90 км на юг и юго-восток от вулкана, во второй половине года пепел выбрасывался из кратера почти постоянно, высота его подъема достигала 7-8 км н.у.м., протяженность – более 500 км (рис. 3, 4).

Постепенно активность вулкана начала снижаться, например, 3-4 ноября пепловые шлейфы последний раз протягивались до 120 км на восток от вулкана. 3 ноября излияние лавовых потоков прекратилось, 4 ноября температура аномалии резко понизилась, хотя в вершинном кратере 3-4 ноября наблюдалась стромболианская деятельность. 6 ноября извержение вулкана закончилось.

Хотя 16 ноября и 17 и 31 декабря регистрировались отдельные пепловые выбросы и даже серии пепловых выбросов, связаны они, вероятно, с оттоком магмы по каналу вулкана и обрушением пирокластики в кратер и канал вулкана, при которых тонкая пыль выносятся из кратера в атмосферу.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (№ 16-17-00042).

### Список литературы

1. *Гирина О.А.* Спутниковые данные высокого разрешения для уточнения положения разломных зон в пределах Ключевской группы вулканов Камчатки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 6. С. 148-156. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-148-156.
2. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* Информационная система VolSatView для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 62-77. doi: 10.7868/S0203030616060043.
3. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лабор. вулканол. АН СССР. Вып. 11. 1956. 312 с.
4. *Романова И.М., Гирина О.А., Максимов А.П., Мелекесцев И.В.* Создание комплексной информационной веб-системы «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» (VOKKIA) // Информатика и системы управления. 2012. Вып. 33. № 3. С. 179-187.



# **К вопросу о глубинности источника флюидно-магматического вещества под Толбачинским и Ключевским вулканами**

**Л.И. Гонтовая<sup>1</sup>, В.И. Силаев<sup>2</sup>, Л.П. Вергасова<sup>1</sup>, Л.П. Аникин<sup>1</sup>, Г.А. Карпов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: [lecya@emsd.ru](mailto:lecya@emsd.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии Коми НЦУрО РАН, Сыктывкар, 167982

Приводятся результаты исследований изотопии углерода в изверженных породах и минеральных продуктах Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975-1976гг, Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013гг и Ключевского вулкана (прорыв 1988г), а также данные сейсмотомографии района Ключевской группы вулканов. По совокупности данных рассматривается гипотеза о глубинном источнике флюидно-магматического вещества, с которым на поверхность при извержениях был доставлен большой комплекс минералов углеродного парагенезиса, включая алмазы.

Комплексом методов (аналитическая электронная микроскопия, рамановская и ИК-спектроскопия, рентгноструктурный и термический анализы, ЛА ИСП - МС, изотопная масс-спектрометрия и др.) в продуктах трех извержений двух вулканов, Толбачика и Ключевского вулкана [1, 12], входящих в Ключевскую группу вулканов (КГВ), выявлен и изучен углеродный парагенезис минералов, фаз и соединений, включающий алмаз, графит, углеродные глобулы (предположительно, кластерный аллотроп диуглеродного состава), шунгитовую фазу и ранее не описанные природные металл-углеродные композиты и абиогенные органические полимеры [2, 3, 8, 13-18] (рис. 1).

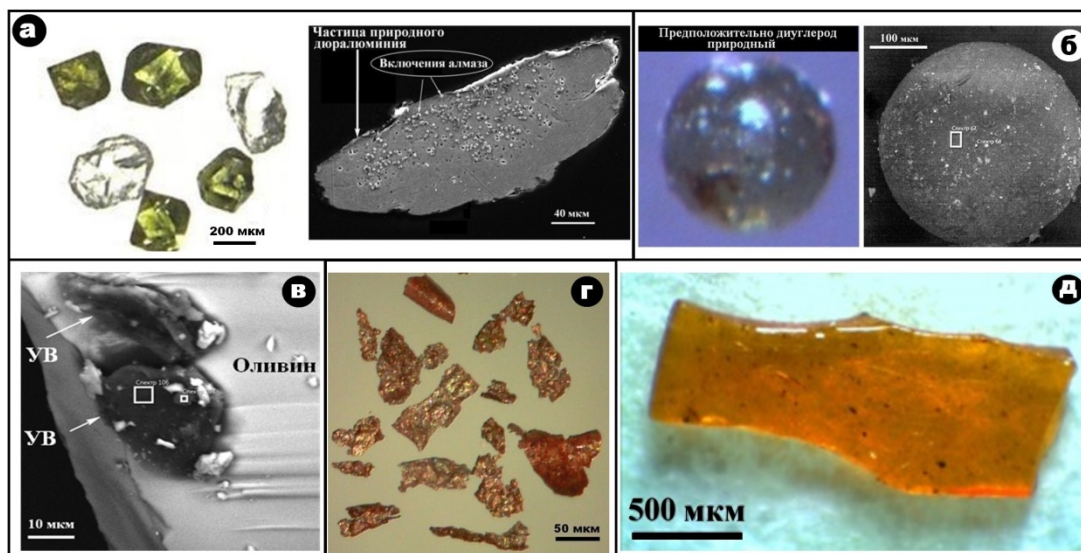


Рис. 1. Минералы, фазы и соединения в углеродном парагенезисе из продуктов извержений Толбачинского и Ключевского вулканов: а – алмазы; б – диуглеродные глобулы; в – шунгитовое углеродное вещество (УВ); г – металл-углеродные композиты (Al, Sn, Cu); д – частица абиогенных органополимеров.

По изотопному составу углерода исследованные нами минералы, фазы и соединения углеродного парагенезиса кардинально различаются от кимберлитовых алмазов, но близки к рассеянной форме углерода в метеоритах и камчатских

вулканитах, а также к вулканическим газам. Общий диапазон варьирования  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  лежит в интервале от -31 до -22 ‰. Собственно органическим полимерам в означенном диапазоне значений отвечает более узкий интервал – от -27 до -25 ‰ (рис. 2). Полученный результат мы расцениваем как доказательство единства источника углерода во всех минералах, фазах и соединениях исследованного нами углеродного парагенезиса, глубинности этого источника и отсутствия существенного засорения продуктов вулканизма углеродным материалом корового биоорганического происхождения.

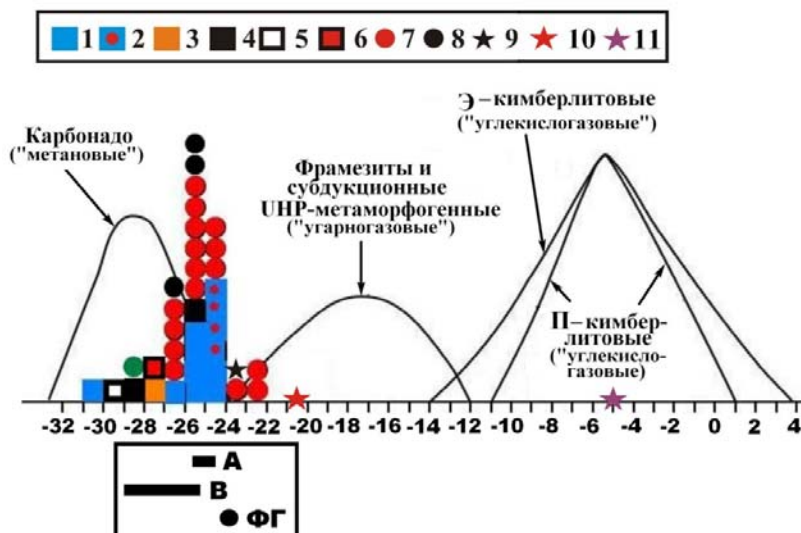


Рис. 2. Изотопный состав углерода в углеродных фазах и соединениях из продуктов извержений ТТИ (2012–2013 гг.) и вулкана Ключевской (1988 г.): 1, 2- соответственно, вулканиты и алмазосодержание вулканиты ТТИ-50; 3 – вулканиты с Ключевского вулкана; 4- шунгитовое УВ; 5 – частицы шунгитового УВ с включениями самородного алюминия; 6- частицы самородного алюминия с включениями алмазов с Ключевского вулкана; 7- толбачинские алмазы; 8- абиогенные органополимеры; 9- диуглеродные глобулы; 10, 11- средние данные соответственно для хондритов и земной мантии. А, В, ФГ - соответственно алмазы, вулканиты и фумарольные газы ТТИ-50 по данным [2].

В районе КГВ широко использованы геофизические методы исследования коры и верхней мантии (различные модификации метода сейсмической томографии, МТЗ и другие) [4-7, 9-11]. Составлено представление о глубинном строении этого района до глубины около 200 км. Здесь приводится вертикальное сечение трехмерной скоростной модели в аномальных (относительно средней по району) значениях скорости поперечных волн ( $V_s$ ) (рис. 3).

Согласно модели, в верхней мантии выявлен аномальный слой пониженной скорости, кровля которого поднимается с глубины ~ 200 км до ~ 70-200 км непосредственно под КГВ. Скоростная модель в целом демонстрирует существование в верхней мантии под КГВ структуры типа астенолита, корни которого четко оконтурены эпицентрами землетрясений на глубине в среднем 120-140 км. Характер распределения скоростных параметров в пределах астенолита можно объяснить механизмом адвекции. На границе кора-мантия (глубина ~ 30 км) четко оконтурены две аномальные зоны пониженной интенсивности скорости  $V_s$  и повышенных значений параметра  $V_p/V_s$ , свидетельствующих о присутствии здесь флюид-расплавных включений (зоны 1, 2 на рис. 2). Возможно, они отражают реальное положение промежуточных очагов вулканов Ключевской и Толбачик.

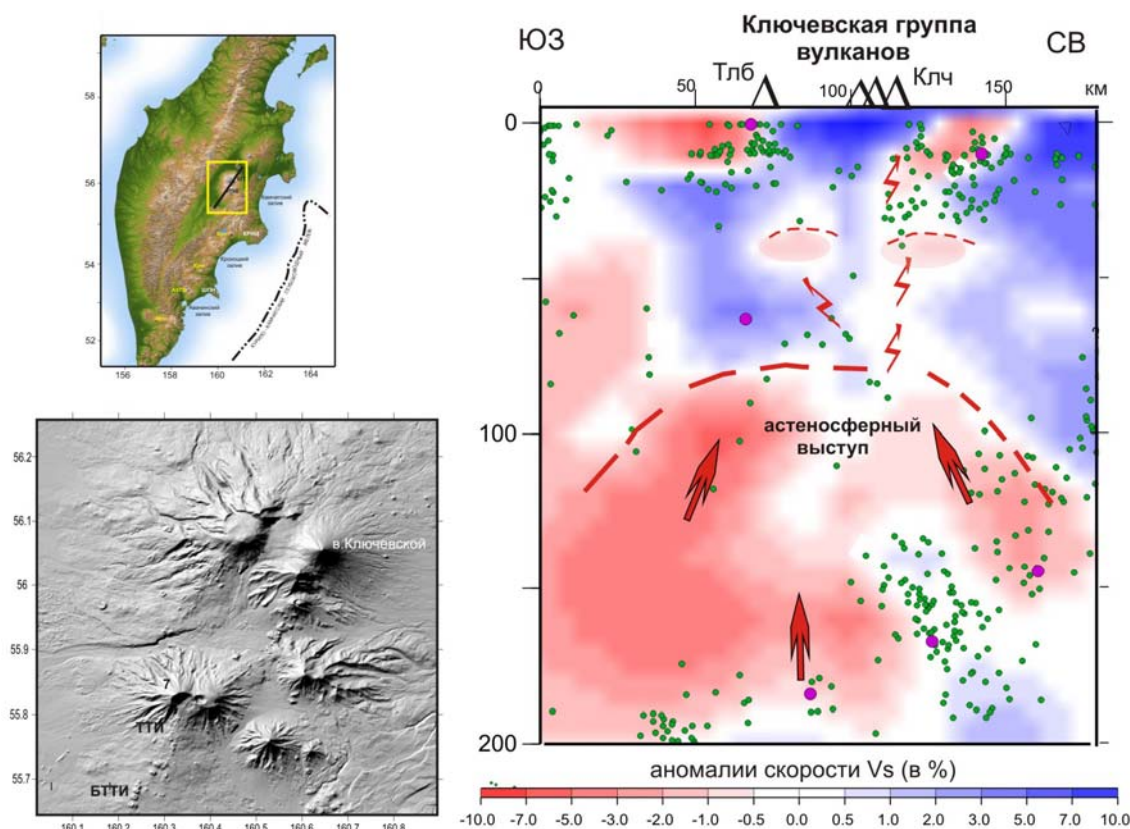


Рис. 3. Вертикальное сечение объёмной скоростной модели для района Ключевской группы вулканов (в аномалиях скорости поперечных волн Vs).

Результаты сейсмотомографии и минералого-геохимических исследований подтверждают наши предположения о большой глубинности (порядка ~ 30 и более км) источника вещества рассмотренных объектов исследования.

### Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. С. 638
2. Галимов Э.М., Севастьянов В.С., Карпов Г.А. и др. Микрокристаллические алмазы в океанической литосфере и их возможная природа // Доклады РАН. 2016. Т. 469. № 1. С. 61-64.
3. Гордеев Е. И., Карпов Г. А., Аникин Л. П. и др. Алмазы в лавах Трещинного Толбачинского извержения на Камчатке // ДАН, 2014. Т. 454. № 2. С. 204–206.
4. Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И. Модель тектоно-магматических процессов в Ключевской группе вулканов (по геолого-геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2 Вып. 24 С. 231-243.
5. Гонтовая Л.И., Ермаков В.А., Сеньюков С.Л., Назарова З.А. К вопросу о тектономагматической модели вулкана Плоский Толбачик и его ареальных зон. // Материалы региональной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", посвященной Дню вулканолога, 30 марта – 1 апреля. Петропавловск-Камчатский. 2015. С. 122-124.
6. Гонтовая Л.И., Сеньюков С.Л., Назарова З.А. Глубинная структура Ключевской группы вулканов в результатах сейсмической томографии // Материалы региональной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", посвященной Дню вулканолога 2014. С. 158-163.

7. *Ермаков В. А., Гонтовая Л. И., Сеньюков С.Л.* Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка). Геофиз. процессы и биосфера. 2014. Т.13. №1. С. 5-33
8. *Карпов Г. А., Силаев В. И., Аникин Л.П. и др.* Алмазы и сопутствующие минералы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2014а. № 6. С.3–20.
9. *Колосков А. В., Гонтовая Л. И., Попруженко С.В.* Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях, роль плюмовой геодинамики // Тихоокеанская геология. 2014. Вып. 33. № 3. С. 3-13.
10. *Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И. и др.* Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк. Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 109-124.
11. *Мороз Ю.Ф., Логинов В.А.* Геоэлектрическая модель района Толбачинского извержения им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 21-34.
12. *Рожков А.М., Таран Ю.А., Серафимова Е.К. и др.* Химический и изотопный состав магматических газов Ключевского вулкана (извержение 1988 г.) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 28-36.
13. *Силаев В.И., Карпов Г.А., Ракин В.И. и др.* Алмазы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013, Камчатка // Вестник Пермского университета. Геология, 2015. № 1. С. 6-27.
14. *Силаев В.И., Петровский В.А., Карпов Г.А. и др.* Дюралюминий в тефре Толбачинского извержения 2012-2013 гг. // Сборник научных трудов XX Международной научно-технической конференции «Высокие технологии в промышленности России (материалы и устройства функциональной электроники и микродвигатели)», XXVII Международного симпозиума «Тонкие плёнки в электронике», VII Международной научно-технической конференции «Нанотехнологии». М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана. 2015. С. 320-325.
15. *Силаев В.И., Вергасова Л.П., Васильев Е.А. и др.* Микропарагенезис алмаза и самородного алюминия в продуктах современного вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2016. № 1. С. 71-77.
16. *Силаев В.И., Аникин Л.П., Вергасова Л.П. и др.* Абиогенные органические полимеры в продуктах современного вулканизма // Вестник Пермского университета. Геология. Петрология, вулканология. 2016. Вып. 3(32). С. 21-33.
17. *Силаев В.И., Аникин Л.П., Вергасова Л.П. и др.* Органические полимеры в продуктах современного вулканизма: к проблеме зарождения жизни на Земле // Сборник научных трудов XXI Международной научно-технической конференции «Высокие технологии в промышленности России (материалы и устройства функциональной электроники и микродвигатели)», XXVIII Международного симпозиума «Тонкие плёнки в электронике», VIII Международной научно-технической конференции «Нанотехнологии». Москва 2016. С. 92-98.
18. *Силаев В.И., Васильев Е.А., Карпов Г.А. и др.* Углеродный парагенезис в эруптивных пеплово-газовых продуктах извержения камчатских вулканов // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2016). Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 67-68.

**Химический и минеральный составы продуктов извержения вулкана Молодой Шивелуч в сентябре 2016 г.**

**Н.В. Горбач<sup>1</sup>, М.Г. Гавриленко<sup>2</sup>, Т.М. Философова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: n\_gorbach@mail.ru*

<sup>2</sup>*Department of Earth and Planetary sciences of Washington University in St. Louis, USA*

18 сентября 2016 г. новый пирокластический поток распространился на юго-западном подножии вулкана Молодой Шивелуч. Обследование пирокластических отложений с отбором представительных образцов было выполнено через десять дней после извержения. В докладе представлены первые результаты анализа химического и петрографического составов пирокластического материала.

**Активность вулкана в 2016 г.**

С 1980 г. активность вулкана Молодой Шивелуч связана с ростом экструзивного купола в кратере извержения 1964 г. В 2016 г. экструзия лавы происходила в северо-западном секторе кратера. Многочисленные горячие лавины, формировавшиеся на склонах растущего экструзивного купола (например, [3]), свидетельствуют о высокой скорости поступления лавы в этот период. Эксплозивная активность вулкана также оставалась высокой в течение всего года (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc.php?lang=en&name=Sheveluch>). По данным мониторинга вулканической активности Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН в течение суток 18 сентября на вулкане фиксировалось прерывистое спазматическое вулканическое дрожание до 5.66 мкм/сек и серии поверхностных сейсмических событий, которые сопровождали пепловые выбросы высотой от  $\leq 5$  до  $\geq 10$  км над у.м (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>). Извержение визуально не наблюдалось из-за плохих метеоусловий.

**Краткое описание отложений пирокластического потока, сформированного 18 сентября 2016 г.**

Фронт пирокластического потока был обнаружен в долине реки Байдарной в ~12 км к юго-западу (N 56°33'35" E 161°10' 37"; абс. выс. - 500 м над у.м.) от растущего экструзивного купола. На фронтальном участке потока (рис. 1б) пирокластические отложения имели небольшую мощность – от 0,5 до 1,5 м. В центральной части потока, а также в узких участках каньона реки мощность отложений увеличивалась до нескольких метров, а в местах максимальной аккумуляции материала превышала 10-15 м. Температуры заполнителя пирокластического материала, измеренные пирометром ADA TempPro-1200, варьировали от 40 до 120 °С на глубине около 30-40 см. Наибольшие температуры (до 150 °С) были зафиксированы в местах выхода газов.

Грубообломочный материал размером от 10 см до 1-2 м и более составлял около ~40 от объема пирокластических отложений. Распределение такого материала было неоднородным по простираию потока. Наибольшая концентрация крупных глыб наблюдалась в краевых частях потока (~10-12 км от эруптивного центра). На расстоянии от 7 до 10 км от центра извержения глыбы были сконцентрированы в осевой части потока (рис. 1в), а в его бортах их концентрация уменьшалась. В центральной части потока (менее 7 км от растущего купола) на поверхности пирокластических отложений преобладал материал более мелкой размерности (рис. 1г).

Большая часть крупных обломков и глыб в отложениях пирокластического потока была представлена холодным материалом. Среди обломков размерностью от 10 до 30 см в диаметре были обнаружены фрагменты пористых андезитов с температурой



до 130 °С (рис. 1б, врезка). Такие горячие обломки, вероятно, могли быть образованы за счет дробления экструзивных лав, непосредственно предшествующих формированию пирокластического потока или же представлять собой порции верхних участков вулканического канала. Было отобрано и изучено более 10 представительных образцов горячих обломков и 3 образца заполнителя пирокластического потока.

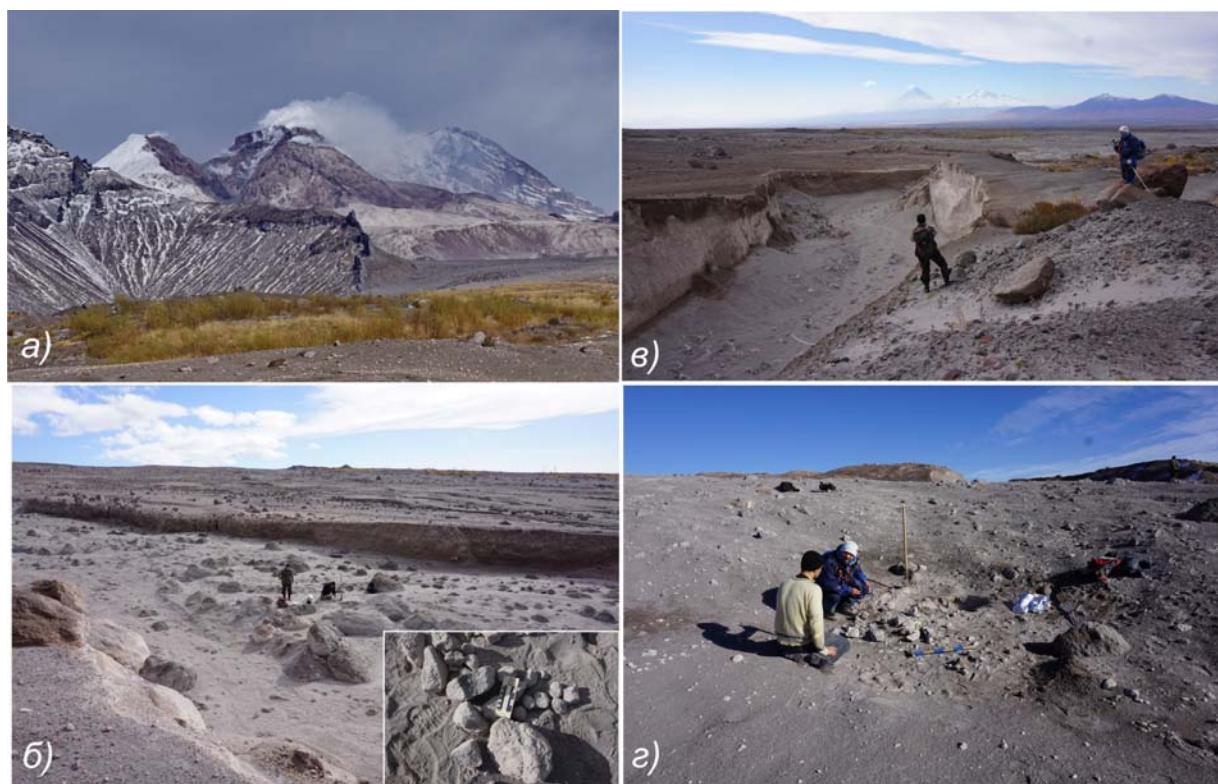


Рис. 1. Растущий экструзивный купол 28 сентября 2016 г. (а) и новообразованные пирокластические отложения в 12 км от его подножия (б-г). На врезке к рисунку 1б показаны обломки горячих пористых андезитов.

### **Петрография и минералогия пористых андезитов**

Горячие обломки в пирокластических отложениях представлены светло-серыми роговообманково-плагиоклазовыми андезитами, петрографические особенности которых типичны для пород предшествующих извержений вулкана в 2001-2013 гг. [2]. Породы пористые (количество пор составляет 25-30 об.%), содержат до 40 об. % вкрапленников и имеют серийно-порфировую структуру. Преобладающая генерация вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки имеет размер 1-1,2 мм, на фоне которой хорошо выделяются немногочисленные крупные (до 4-5 мм) кристаллы. Вкрапленники плагиоклаза имеют сложную зональность (рис. 2а), а кристаллы роговой обманки содержат многочисленные включения Fe-Ti оксидов, плагиоклаза и расплава (рис. 2б). В породах встречаются единичные зерна высокомагнезиального оливина в зональной реакционной кайме (рис. 2в) состоящей из тонкой оторочки ортопироксена (внутренняя часть каймы) и мелких зерен роговой обманки (внешняя часть).



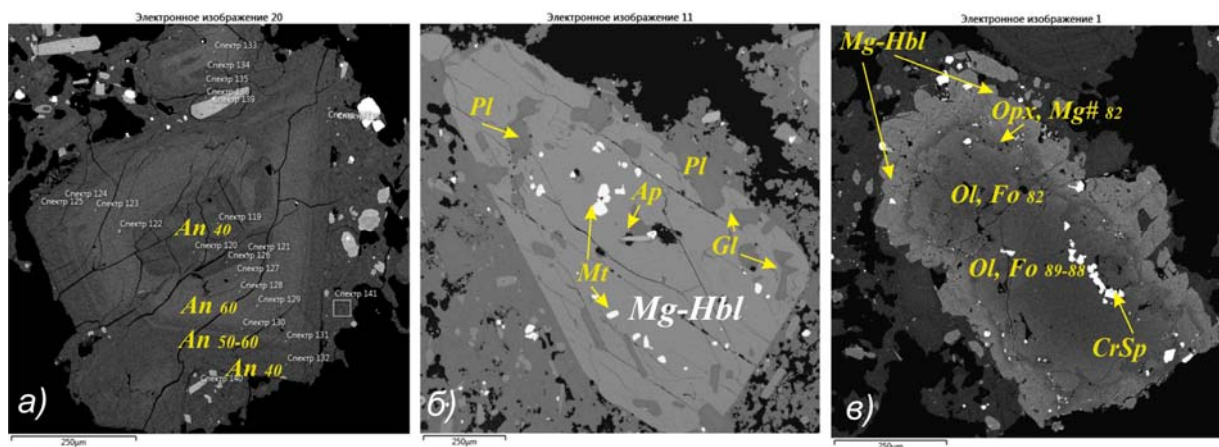


Рис. 2. Представительные особенности минерального состава андезитов, изверженных в сентябре 2016 г. а - вкрапленник плагиоклаза (Pl) с низко-кальциевым ядром, внешней высоко-кальциевой зоной и ритмично-зональной каймой; б - вкрапленник магнезиальной роговой обманки (Mg-Hbl) с включениями магнетита (Mt), плагиоклаза (Pl), стекла (Gl) и апатита (Ap); в - фрагмент зерна высоко-Mg зонального оливина (Ol) с включениями хромистой шпинели (CrSp) в кайме ортопироксена (Orx) и магнезиальной роговой обманки. Изображения в режиме отраженных электронов и составы минеральных фаз получены с помощью сканирующего электронного микроскопа SEM VEGA TESCAN в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

#### **Химический состав обломочного материала пирокластического потока**

Химический состав обломочного пирокластического материала приведен в Таблице. По содержанию всех главных компонентов пористые андезиты (обр. 7684-1, 7685-1 и 7585-2) находятся в пределах вариаций, типичных для пород современных извержений. Рыхлый материал пирокластического потока (обр. 7684\*, 7685\* и 7587\*) содержит несколько меньше  $\text{SiO}_2 = 60,16\text{--}61,26$  мас. %. по сравнению с пористыми обломками. Породы отличаются невысокими содержаниями  $\text{TiO}_2 = 0,52\text{--}0,56$  мас.%,  $\text{CaO} = 5,75\text{--}6,38$  мас.%, умеренными содержаниями  $\text{K}_2\text{O} = 1,15\text{--}1,32$  мас.% и повышенными содержаниями  $\text{MgO} = 3,73\text{--}4,44$  мас. %. Величина магнезиальности андезитов ( $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^*)$ ) составляет 0,57-0,60 мол.%.

#### **Краткое обсуждение результатов**

По сравнению с объемом пирокластических потоков недавних крупных извержений вулкана в феврале 2005 г. и октябре 2010 г. [2], пирокластический поток, сформированный в сентябре 2016 г., является малообъемным. Протяженность и особенности распространения пирокластического материала сопоставимы с аналогичными характеристиками для умеренного по силе извержения вулкана в сентябре 2005 г. Вероятно, и механизм этих двух извержений может быть сходным. В работе [1] предполагается, что сильная эксплозия в сентябре 2005 г. спровоцировала обрушение блока экструзивного купола, после чего последовал быстрый вынос ювенильного вещества и формирование высокоподвижных пирокластических потоков. Неоднородность распространения груболобломочного материала по простиранию пирокластических отложений, сформированных в сентябре 2016 г., также указывает на подобную стадийность извержения. Не противоречат такому предположению и сейсмические данные, зафиксировавшие несколько серий эксплозий в течение суток 18 сентября (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>). Наиболее вероятно, первые крупные эксплозии привели к обрушению нестабильного растущего блока лавового купола и формированию грубообломочной порции пирокластических отложений.

Последующие пепловые выбросы формировали новые порции пирокластического потока с участием большей доли ювенильных андезитов.

**Таблица. Химический состав пирокластического материала**

| № образца/ Окислы              | 7684*  | 7684-1 | 7685*  | 7685-1 | 7685-2 | 7687*  |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60,88  | 62,98  | 61,87  | 60,31  | 62,85  | 61,71  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,57   | 0,52   | 0,54   | 0,57   | 0,52   | 0,55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,38  | 16,42  | 16,51  | 15,79  | 16,33  | 16,40  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,79   | 5,16   | 5,44   | 5,79   | 5,06   | 5,47   |
| MnO                            | 0,10   | 0,09   | 0,09   | 0,10   | 0,09   | 0,09   |
| MgO                            | 4,49   | 3,74   | 4,19   | 4,75   | 4,02   | 4,48   |
| CaO                            | 6,45   | 5,77   | 6,06   | 6,09   | 5,82   | 6,12   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,07   | 3,57   | 3,96   | 3,65   | 4,01   | 3,91   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,20   | 1,22   | 1,17   | 1,32   | 1,23   | 1,16   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,15   | 0,16   | 0,16   | 0,17   | 0,15   | 0,16   |
| LOI                            | 0,40   | 0,19   | 0,47   | 1,17   | 0,35   | 0,37   |
| Сумма                          | 100,48 | 99,82  | 100,46 | 99,71  | 100,43 | 100,42 |

Примечание. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом при помощи рентгеновского спектрометра с волновой дисперсией S8 TIGER в центре коллективного использования Института земной коры СО РАН, аналитик А.А. Амосова. Номера образцов, отмеченные звездочкой обозначают рыхлый материал пирокластического потока, номера без звездочки соответствуют горячим обломкам пористых андезитов.

Химический, петрографический и минеральный составы пирокластического материала, изверженного в сентябре 2016 г. не выходят за пределы вариаций состава продуктов текущего эруптивного цикла вулкана, обладающих отчетливыми признаками гибридного происхождения [2].

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ 15-05-06440

#### Список литературы

1. Гирина О.А., Нурдаев А.А. О некоторых особенностях извержения вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 22 сентября 2005 г. // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 20-30.
2. Горбач Н.В., Портнягин М.В., Филофова Т.М. Динамика роста экструзивного купола и вариации химического и минералогического составов андезитов вулкана Молодой Шивелуч в 2001-2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 37-61. DOI: 10.7868/S0203030616060031
3. Webley P, Girina O.A., Shipman J Remote Sensing Analysis of the 2015-2016 Sheveluch Volcano Activity // 9th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP 2016). Fairbanks, Alaska: UAF. 2016. P. 105-106.

**Использование Fe-Mg зональности в оливинах для расчетов скоростей подъема и времени эволюции магмы до извержения (первые результаты российско-немецкого проекта по изучению оливинов в камчатских базальтах)**

**Б.Н. Гордейчик<sup>1</sup>, Т.Г. Чурикова<sup>2</sup>, О.В. Бергаль-Кувикас<sup>2</sup>, А. Кронц<sup>3</sup>, А.Г. Симакин<sup>1</sup>, Г. Вернер<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,  
e-mail: gordei@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

<sup>3</sup>*Отделение геохимии Центра геологических наук Геттингенского университета,  
Геттинген, Германия*

Химическая зональность в оливиновых фенокристаллах и моделирование процессов диффузии использовались последние 10 лет для оценки скорости подъема и времени эволюции магмы до извержения. Фундаментальное предположение заключается в том, что смешение магм в магматическом резервуаре приводит к диффузионному обмену между кристаллами оливина и окружающим расплавом. Если глубина зоны смешения известна, то можно оценить скорость подъема магмы к поверхности. Мы будем использовать этот подход для разнообразных базальтовых лав Камчатки с целью оценки скорости подъема и времени эволюции магм до извержения в одной из наиболее активных зон субдукции в мире, которая обладает большим количеством примитивных магм. Здесь представлены цели, задачи и первые результаты российско-немецкого проекта по изучению зональности оливинов в породах камчатских вулканов.

### **Введение**

В геохимии и петрологии существует фундаментальное понимание основных магматических процессов, которые вызывают дифференциацию и смешение магм до извержения. Последнее десятилетие явилось периодом интенсивных исследований, направленных на понимание скоростей протекания таких процессов, как дифференциация, ассимиляция, смешение и извержение. Но в то же время остаются вопросы, на которые до сих пор нет ответов: как быстро мантийные расплавы могут достигать поверхности Земли и пополнять коровые магматические резервуары под вулканами; каково время нахождения расплава в промежуточном очаге перед извержением; как эти процессы выражены в поступающих геофизических сигналах, регистрируемых на поверхности? Поскольку оливин является, как правило, первой кристаллизующейся фазой в силикатном расплаве и содержит важную информацию о составах первичных расплавов, зональность в оливинах изучалась наиболее интенсивно [4]. Большинство исследований фокусируется на приповерхностных частях магматических питающих систем, и вопрос о том, как быстро мантийные расплавы проходят через всю кору от глубинного мантийного источника до поверхности, до сих пор остается не решенным, поскольку связь между мантийным расплавом и лавой, которая появляется на поверхности, обычно в значительной мере стирается процессами охлаждения, кристаллизации и смешения с другими расплавами внутри земной коры.

### **Цели, задачи проекта**

Главной целью проекта является изучение химической эволюции магматических расплавов в течение их подъема к поверхности. Задачи проекта следующие: 1. Оценки временных интервалов подъема магмы от мантийного источника до поверхности, с помощью диффузионных геохронометров, 2. Изучение режимов кристаллизации в магматической системе, документированных в зональности оливинов.

### **Методика и обработка данных измерений**

Существует фундаментальное понимание того факта, что поступление в магматический очаг новых порций лавы иного состава может являться спусковым крючком извержения. При этом может возникнуть диффузионный обмен между уже имеющимися в очаге оливинами и новыми порциями лавы. Таким образом, в зональности оливинов может быть записана информация о процессах, предшествующих извержению. В последнее десятилетие благодаря увеличению точности измерений микроэлементов стало возможным изучать содержания с точностью до нескольких десятых ppm с диаметром анализирующего пучка 5  $\mu\text{m}$ . Один из примеров использования высокоточных измерений – изучение диффузии как «природных часов», отражающих скорости поднятия магмы к земной поверхности. Изучение концентраций элементов в оливинах и определение Р-Т условий, от которых зависят коэффициенты диффузии, дает возможность рассчитать время и длительность процесса [4].

### **Апробация методики измерений**

Метод расчетов скоростей подъема и времени нахождения магмы в коре на основе диффузии был удачно использован при изучении вулканов Фуего и Иразу в Центральной Америке [7, 10], гавайских вулканов [8, 9]. К тому же на основе принципа «естественных часов» были описаны и изучены процессы, происходящие не только в коре, но и в верхней мантии [4, 5].

### **Объекты исследований на Камчатке**

Камчатская зона субдукции является исключительно интересным примером островодужной системы для исследования подъема магмы от зоны плавления источника до поверхности, поскольку этот регион (1) богат основными лавами с высоко-Mg оливиновыми фенокристаллами, (2) обладает высокой скоростью магмообразования (например, Ключевской вулкан [2]), (3) содержит обширное разнообразие вулканических образований, что отражает существование принципиально разных питающих систем с различными скоростями подъема магмы (в т.ч. щитовые и стратовулканы, моногенные конуса, лавовые купола, маары), (4) район геохимически исследован, особенно изучены активные вулканы и наиболее примитивные породы.

На Камчатке можно изучать множество видов магматизма: от различных вулканических комплексов (в т.ч. стратовулканы, дайки, вершинные извержения и моногенные конуса), различных возрастов (от плейстоценового до голоценового и исторических извержений), сформированных в различных магматических режимах (долгоживущие вулканы - моногенные конуса) и различного макросостава (от базальтов до андезибазальтов с разными геохимическими характеристиками, включая обогащенные по LILE). Для столь разнообразных режимов извержений мы предполагаем увидеть различную историю зональности в оливинах, которые помогут определить хронологию процессов их образования и поступления на поверхность.

### **Первые результаты проекта**

В течение первого года проекта было проанализировано пять объектов с трех активных вулканов Камчатки – Ключевской, Шивелуч и Толбачик (рис. 1, 2). Результаты исследований представлялись на российских и международных конференциях [1, 6] и могут быть изложены следующим образом:

1) Измеренные профили зональности в оливинах различных Камчатских вулканов меняются от простых до необычно сложных, включая прямую, обратную и

повторяющуюся зональности, что указывает на значительные изменения в составе магм.

2) События смешения могут наблюдаться как на мантийном уровне (извержение 1941 г. на вулкане Толбачик и высокомагнезиальные базальты вулкана Шивелуч), так и в коровых очагах (извержение 2013 г. вулкана Ключевской и извержение Толбачика 2012-2013 гг.).

3) Время нахождения кристаллов оливинов в очагах до извержения после событий смешения меняется от 6 до 225 дней для извержений из коровых магматических очагов и от 39 до 621 дня для смешения на мантийном уровне. Скорости подъема магмы при этом имеют единый диапазон – от 1 до 62 м/ч.

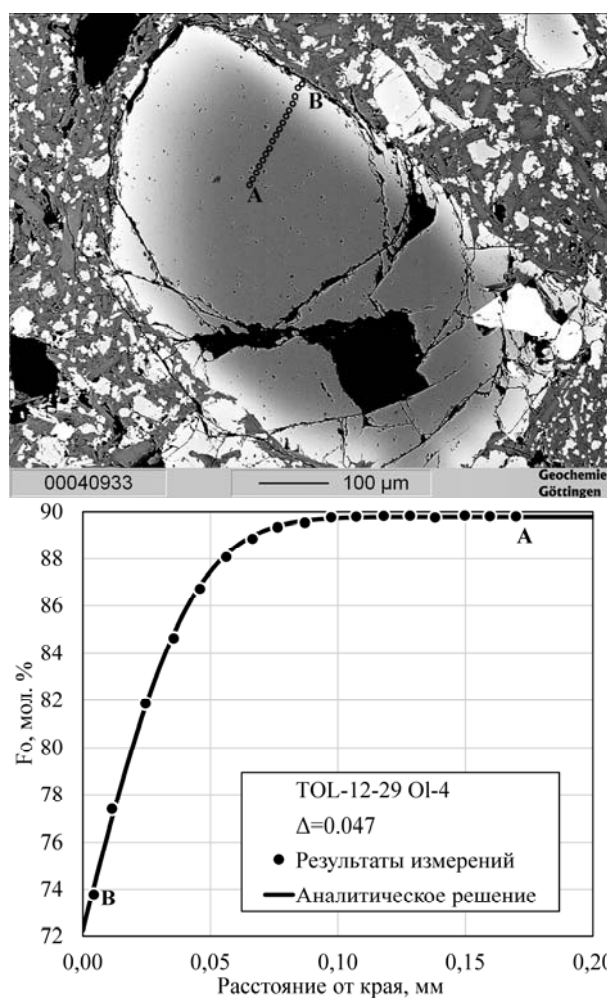


Рис. 1. Профиль состава оливина из высоко-Mg высоко-K базальта побочного извержения 1941 года на вулкане Толбачик. Точка “А” соответствует центру кристалла, “В” – краю кристалла. Кружки – измеренные значения форстерита, линия – аналитическое решение уравнения диффузии, подобранное методом наименьших квадратов.

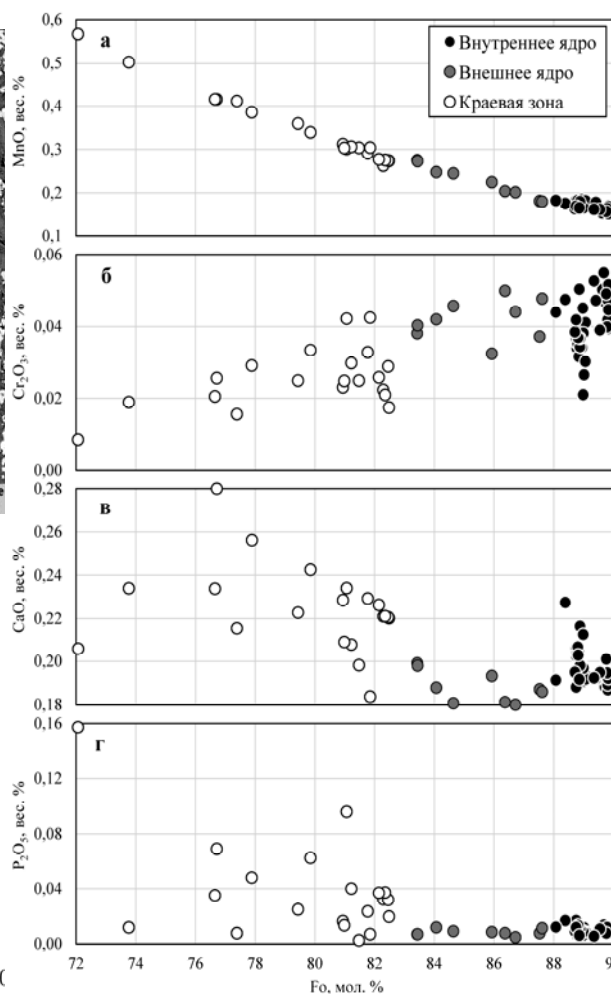


Рис. 2. Зависимость концентрации микроэлементов от содержания форстерита в оливинах из высоко-Mg высоко-K базальта побочного извержения 1941 года на вулкане Толбачик. Черные кружки – внутреннее ядро кристалла, серые кружки – внешнее ядро, и белые кружки – краевая зона.

### Заключение

Появление высокоточных методов исследований позволяет использовать процесс диффузии как индикатор времени нахождения магмы в коре и оценивать скорости подъема магм. Камчатский регион предоставляет чрезвычайно разнообразные

объекты (в том числе основного состава) для таких исследований. Таким образом, исследования могут дать полноценную картину условий эволюции магм с границ верхней мантии до земной поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-DFG № 16-55-12040.

### Список литературы

1. Гордейчик Б. Н., Чурикова Т. Г., Кронц А. и др. (2016). Fe-Mg и микроэлементная зональность в камчатских оливинах // Восьмая международная научная конференция. Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. г. Майкоп-Туапсе: Адыгейский государственный университет. 2016. С. 27-29.
2. Bergal-Kuvikas O.V. Geochemical studies of volcanic rocks from the northern part of Kuril-Kamchatka arc: Tectonic and structural constraints on the origin and evolution of arc magma. Ph.D. thesis. Hokkaido University. 2015. P. 190.
3. Cost F., Chakraborty, S. The effect of water on Si and O diffusion rates in olivine and implications for transport properties and processes in the upper mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2008. 166(1-2). P.11-29.
4. Chakraborty S.. Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2010. 72 (1), P. 603-639.
5. Dohmen R., Chakraborty S., & Becker H.-W. Si and O diffusion in olivine and implications for characterizing plastic flow in the mantle // Geophysical Research Letters. 2002. 29(21). p. 4-26.
6. Gordeychik B., Churikova T., Kronz A. et al. First data on magma ascent and residence times retrieved from Fe-Mg and trace element zonation in olivine phenocrysts from Kamchatka basalts // Geophysical Research Abstracts, 18. EGU General Assembly, Vienna, Austria, 16-22 April 2016.
7. Lloyd A. S., Plank T., Ruprecht P. et al. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2013. 165(1). P. 129-153.
8. Padrón-Navarta J. A., Hermann J., O'Neill H. S.. Site-specific hydrogen diffusion rates in forsterite // Earth and Planetary Science Letters, 2014. 392. P. 100-112.
9. Peslier A. H., Bizimis, M., & Matney M.. Water disequilibrium in olivines from Hawaiian peridotites: Recent metasomatism, H diffusion and magma ascent rates // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2015. 154. P. 98-117.
10. Ruprecht P., Plank T. Feeding andesitic eruptions with a high-speed connection from the mantle // Nature. 2013. 500 (7460). P. 68-72.



## **Эволюция климата и природной среды Камчатки в голоцене по данным изучения озерных отложений**

**В.Г. Дирксен**

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

Представлены результаты комплексного изучения донных отложений трех озер Камчатки. Обобщение данных выявило наиболее значимые региональные климатические тренды в голоцене и связанные с ними изменения природной среды. Особое внимание уделено событиям нашей эры (последние ~2000 лет). Тренд к потеплению климата после ~1800-1900 гг. н.э., установленный по палеоданным, подтвержден современными мониторинговыми данными.

Изменение климата, зафиксированное на глобальном уровне в последние десятилетия, вызывает особый интерес к палеоданным как основе для понимания текущих процессов и прогноза ожидаемых изменений природной среды в будущем. Об этом интересе свидетельствует значительный рост количества соответствующих публикаций в последние годы, и их широкое международное обсуждение. Однако привлечь к этому обсуждению имеющиеся палеоданные по Камчатке очень сложно, поскольку большая их часть была получена в 60-х - 80-х годах прошлого века, и они мало соответствуют современному уровню требований. Кроме того, в этих исследованиях не всегда учитывалось возможное искажение палеосигналов из-за воздействия вулканогенного фактора, а в индустриальную эпоху (последние 100-150 лет) - из-за антропогенного влияния. Чтобы восполнить существующий недостаток достоверных и высококачественных региональных палеоданных, были отобраны колонки донных отложений нескольких озер Камчатки; по трем из них обработка материалов завершена. Это два крупных постгляциальных озера Двухюрточное [8, 11] и Сокоч [6, 10], и одно небольшое подпрудное озеро с условным названием Зигрид [9, 12]; все озера расположены в центральной части полуострова.

### **Методы изучения**

Комплексное изучение озерных отложений было основано на применении мультидисциплинарного подхода [2], с использованием методов и подходов различных научных дисциплин. Были использованы следующие группы методов:

(1) Палеоэкологические методы: палинологический анализ; диатомовый анализ; анализ микрофоссилий (NPP: остатки грибов, водорослей, беспозвоночных животных и др.); анализ фауны хирономид; анализ углей;

(2) Седиментологические и геохимические методы: изотопный анализ ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ,  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ); элементный анализ (C и N); содержание биогенного опада; минералогический анализ; рентгенофлуоресцентная спектроскопия (РФА); микрозондовый анализ вулканического стекла;

(3) Геохронологические методы: радиоуглеродный анализ ( $^{14}\text{C}$ ); термохронологический анализ. Все хронологические данные были откалиброваны в формат календарного летоисчисления в виде л.н. (календарных лет назад) или г.н.э. (год нашей эры).

### **Результаты**

Озеро Сокоч расположено в горном обрамлении Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД), ее южной оконечности. Возраст изученной колонки осадков составил 9600 лет. На основании полученных данных, выделены и охарактеризованы основные

этапы эволюции климата и природной среды в голоцене: холодный экскурс ~8000-7600 л.н., имеющий глобальное значение; Термальный Максимум голоцена (Holocene Thermal Maximum, далее НТМ) с кульминацией между 7400 и 5100 л.н., соответствующей максимуму биологической продуктивности озерных и наземных экосистем; похолодание Неогляциала (Neoglacial) после ~5100 л.н.; усиление континентальности климата после ~3500 л.н.; второй (малый) климатический оптимум ~2200-1700 л.н.; Малая Ледниковая эпоха (Little Ice Age, далее LIA) после ~1300 л.н. и современное потепление климата в последние ~200 лет. Выявленные эпохи похолодания хорошо согласуются с периодами подвижек горных ледников в ЦКД, установленными по записям кернов лиственниц и льдов [15]. Тифрохронологический анализ зафиксировал эффект "тонущих пеплов" [7] в озерных сапропелях. Однако некоторые пеплы остались в состоянии *in situ*, и в этих случаях удалось установить, что инициированная ими динамика локальных экосистем была краткосрочной (менее десяти лет).

Изменения климата и динамика экосистем северной части ЦКД были реконструированы по данным изучения донных отложений озера Двухюрточное в Срединном хребте, возрастом около 7000 лет. Обобщенные результаты выявили два основных климатических периода. Первый из них, между ~7000 и 5000 л.н. характеризовался очень влажным и теплым климатом океанического типа (период НТМ). Последующий период был более холодным и сухим, что обусловило общее снижение биологической продуктивности экосистем. Начало этого периода отмечено резким похолоданием Неогляциала (~5000-3500 л.н.). Второе похолодание между ~1000 и 200 л.н. соответствует событию LIA.

Озеро Зигрид расположено на восточном склоне Срединного хребта. Возраст колонки отложений составил 2800 лет. Биоклиматическое моделирование, основанное на калиброванном ряде данных по фауне современных хирономид Дальнего Востока [13], позволило реконструировать показатели среднемесячной температуры воздуха в июле, а также изменения глубины озера. Относительно низкие температуры июля (11-12 °C) были установлены для периодов 1700-1500 л.н. и 1200-150 л.н. (LIA). Умеренно теплые периоды (средняя температура июля равна или выше современной) выделены между 2700 и 1800 л.н., 1500 и 1300 л.н. и после 150 л.н. (1800 г. н.э., период современного потепления).

### **Обсуждение результатов**

Обобщение результатов изучения колонок отложений трех озер Камчатки, а также других палеозаписей из озерных и наземных отложений Северной Пацифики [1, 4, 5 и др.], выявило наиболее значимые региональные климатические тренды в голоцене. Согласованность глобальных изменений природной среды на достаточно обширной территории связана с конфигурацией и взаимодействием основных региональных климатических систем, Сибирского Максимума и Алеутского Минимума. В то же время, кратковременные различия, по-видимому, обусловлены локальной динамикой атмосферных колебаний, их проявлениями в конкретных условиях, а также наличием/отсутствием вулканического воздействия и его характера.

Самый теплый период голоцена (НТМ) между ~7400 и 5000 л.н. был очень влажным, он характеризовался максимальным распространением лесов и высокой биологической продуктивностью озерных экосистем. Глобальная перестройка климатической системы произошла около 5000 л.н., когда длительный период мягкого климата океанического типа был прерван похолоданием Неогляциала. Это событие было представлено серией кратковременных и очень резких холодных пульсов между ~5000 и 3500 л.н. Последующий период позднего голоцена характеризовался более

прохладным и континентальным климатом. В этих условиях отмечен второй (малый) максимум распространения лесов (~2200-1700 л.н.), который произошел в умеренно теплый интервал на фоне общего усиления континентальности климата после ~3500 л.н. В целом, долговременный тренд ухудшения климатических условий был вызван общим уменьшением солнечной инсоляции и усилением влияния Сибирского Максимум (антициклона). На этом фоне кратковременные климатические экскурсы и обусловленные ими изменения природной среды региона были связаны с локальными климатическими осцилляциями, контролирующими направление потоков воздушных масс, их температуру и влажность. Среди таких кратковременных экскурсов четко выделяется интервал мягкого и влажного климата океанического типа между ~1700 и 1500 л.н.; этот интервал также был отмечен в других палеозаписях из Центральной Камчатки, и соответствует времени начала распространения ели из рефугиумов в ЦКД [5]. Реконструкция температурных показателей по колонке озера Зигрид позволяет уточнить, что это был прохладный период, и его можно сопоставить со стадией похолодания Kofun в Японии [14]. Для большинства записей из озерных колонок похолодание LIA интерпретировано в широком временном диапазоне, между ~800 и 1900 гг. н.э. Скорее всего, этот диапазон объединяет два климатических события: (1) холодный экскурс около 900 г. н.э. или стадия FMA (First Millennium Advance) подвижки ледников на Аляске; (2) собственно интервал LIA, зафиксированный на Камчатке сигналами независимых друг от друга климатических прокси между ~1200 и 1900 гг., с максимумом похолодания в конце XIX - начале XX веков н.э. [3, 4, 15]. "Слияние" двух холодных интервалов в озерных записях, по-видимому, связано с отсутствием четко выраженных сигналов Средневекового потепления (Medieval Climate Anomaly, далее МСА). Этот период, уверенно выделяемый для Евразийского континента, на Камчатке был зафиксирован лишь в нескольких записях [1]. Одной из возможных причин отсутствия ясных сигналов МСА является влияние вулканического фактора: кратковременное влияние вулканических пеплов на локальные экосистемы в этот период могло создавать эффект "ухудшения" условий, не связанный с естественным климатическим трендом.

Необходимо отметить, что новые данные комплексного изучения озерных колонок подтверждают современный тренд к потеплению климата после ~1800-1900 гг. н.э. Впервые этот тренд был зафиксирован на полуострове в записи из колонки торфяника на западе Камчатки с высоким временным разрешением [4]. Палеоданные хорошо согласуются с нашими предварительными результатами дендрохронологических исследований и мониторинговых наблюдений в ЦКД в 2013-2016 гг., свидетельствующими о деградации мерзлоты в горах и повышении верхней границы горных лиственничников и ельников в последние ~80-50 лет.

Работа была поддержана проектами KALMAR, BMBF 03G0640, РФФИ 12-05-00631, 15-05-05505 и 15-05-05622.

### Список литературы

1. Дирксен В.Г. Изменение климата и эволюция торфяников Камчатки в последнее тысячелетие // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: 2013. С. 73-74.
2. Дирксен В.Г. Применение мультидисциплинарного подхода к изучению торфяных и озерных отложений Камчатки для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций // Тез. докл. палинологической школы-конференции. Методы палеоэкологических исследований. Москва: МГУ, 2014. С. 23-24.
3. Barr I.D., Solomina O. Reprint of "Pleistocene and Holocene glacier fluctuation upon the Kamchatka Peninsula" // Global and Planetary Change. 2015. Vol. 134. P. 155-165.

4. *Cleary K., Hunt S., Yu Z. et al.* Responses of Regional Vegetation and Peatland Ecosystems to Climate Change Over the Last Millennium from the Western Lowlands of Kamchatka, Russia // Abstract for AGU Fall Meeting. San-Francisco: 2013.
5. *Dirksen V., Dirksen O., Diekmann B.* Holocene Vegetation Dynamics and Climate Change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. Vol. 190. P. 48-65.
6. *Dirksen V., Dirksen O., van den Bogaard C., Diekmann B.* Holocene pollen record from Lake Sokoch, interior Kamchatka (Russia), and its palaeobotanical and paleoclimatic interpretation // Global and Planetary Change. 2015. Vol. 134. P. 129-141.
7. *Dirksen O., van den Boogard C., Danhara T., Diekmann B.* Tephrochronological investigation at Dvuh-yurtochnoe lake area, Kamchatka: numerous landslides and lake tsunami, and their environmental impacts // Quaternary International. 2011. Vol. 246. P. 298-311.
8. *Hoff U., Biskaborn B., Dirksen V.G. et al.* Holocene environment of Central Kamchatka, Russia: Implication from a multi-proxy record of Two-Yurts Lake // Global and Planetary Change. 2015. Vol. 134. P. 101-117.
9. *Hoff U., Dirksen O., Dirksen V. et al.* Late Holocene diatom assemblages in a lake-sediment core from Central Kamchatka, Russia // Journal of Paleolimnology. 2012. Vol. 47(4). P. 549-560.
10. *Hoff U., Dirksen O., Dirksen V. et al.* Holocene freshwater diatoms: palaeoenvironmental implications from south Kamchatka, Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. P. 22-41.
11. *Nazarova L., de Hoog V., Hoff U. et al.* Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record // Quaternary Science Reviews. 2013. Vol. 67. P. 81-92.
12. *Nazarova L., Bleibtreu A., Hoff U., Dirksen V. et al.* Reconstruction of late Holocene environmental changes in Central Kamchatka based on chironomid analysis of sediments from a small mountain lake // Quaternary International. (In press.)
13. *Nazarova L., Self A., Brooks S.J. et al.* Northern Russian chironomid-based modern summer temperature data set and inference models // Global and Planetary Change. 2015. Vol. 134. P. 10-25.
14. *Sakaguchi Y.* Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation // Bulletin of the Department of Geography University of Tokyo. 1983. Vol. 15. P. 1-31.
15. *Solomina O., Wiles G., Shiraiwa T., D'Arrigo R.* Multiproxy records of climate variability for Kamchatka for the past 400 years // Climate of the Past. 2007. Vol. 3. P. 119-128.

## Вулкан Шиш в южной части хребта Кумроч

**В.А. Ермаков, М.А. Матвеев**

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва,*

*e-mail: [ermakov.v@gmail.com](mailto:ermakov.v@gmail.com)*

В статье приводятся сведения о составе вулканитов и ксенолитов вулкана Шиш и г. Острая в хр. Острая. Сведения о составе и строении этих вулканов имеют значение не только для понимания закономерностей развития вулканизма в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), но и собственно для изучения вулканизма в хребте Кумроч. Материалы для данной статьи получены В.А. Ермаковым при полевых работах 1964, 1970, 1974 гг. Они публикуются впервые.

### Вулкан Шиш

В литературе имеется мало сведений о вулканах, располагающихся вблизи Ключевской группы вулканов, но в принципиально иной, чем эти последние, тектонической обстановке. Вулкан Шиш венчает ЮЗ участок хребта Кумроч, его высота 2340 м; вулкан располагается на выступах складчатого фундамента верхний мел-палеогенового возраста, который поднимается здесь до высот от 1000 до 1700 м. Это - наиболее высокий участок хребта Кумроч [2, 3]. Современная высота конгломератов позднего плиоцена (под реликтами плато) в этом районе составляет 1000-1100 м, что указывает на близкую к этой цифре амплитуду тектонического поднятия за поздний плиоцен-плейстоцен. В позднем миоцене-плиоцене под вулканом Шиш происходили и горизонтальные движения с формированием надвига при его восточном движении [1]. Геологическая карта вулкана приведена на рис. 1.

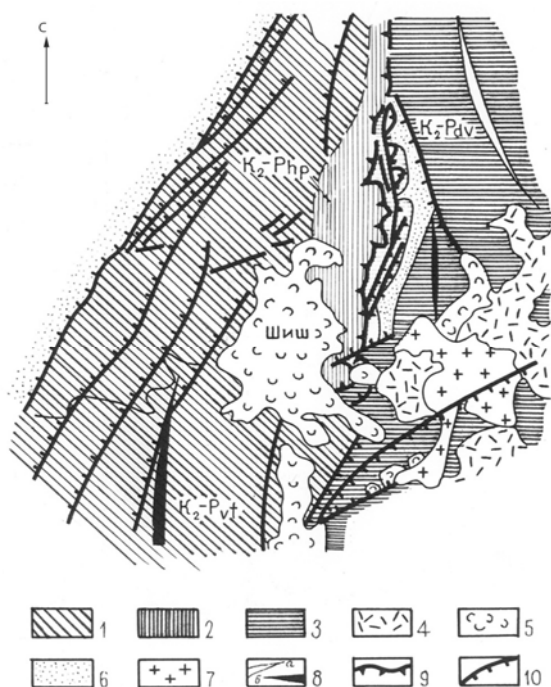


Рис.1. Геологическая карта вулкана Шиш.

Условные обозначения:

1- складчатый комплекс, осадочные породы; 2- хапиченская свита, вулканогенный комплекс (г. Острая); 3-верхняя осадочная толща; 4- вулканогенный комплекс плиоцена; 5- породы вулкана Шиш и отдельные лавовые потоки среднего - позднего плейстоцена; 6- современные осадки речных долин; 7- интрузия габбро-диоритов, плиоцен; 8- оси складчатых структур; 9- надвиги (на восток); 10- сбросы.

Возраст вулкана – доледниковый, верхнеплейстоценовый ( $Q_3^1$ ). Разрез вулкана состоит из двух толщ пород, различающихся по фациальному составу: нижней – экструзивно-пирокластической и верхней – лавово-пирокластической (рис. 1).  $E \approx 70\%$ . Между этими толщами залегает пачка кратерно-озерных отложений, возможно,

относящихся к захороненной кальдере в теле вулкана. Вершина вулкана сложена двумя экструзивными обелисками; на его склонах встречаются единичные дайки. Между отложениями вулкана и в его цоколе встречаются реликты платобазальтов условно раннего плейстоцена. В нескольких километрах к северу от вулкана Шиш в толще песчано-глинистых пород располагается разрушенный палеовулкан г. Острая, который геологами охарактеризован в составе позднемиоценовых пород хапицкой свиты (поздний кампан – низы палеоцена). Палеовулкан сложен амфиболовыми андезитами и базальтами с широким проявлением в них наложенной хлоритизации и эпидотизации [4]. В данном случае мы используем материалы по составу ксенолитов этого вулкана как указание на вероятный состав земной коры, расположенной под обоими названными вулканами.

В данной короткой статье мы приводим сведения о химическом составе вулканитов (табл. 1) и ксенолитов в них и лишь вкратце - характеристику их петрографии. Состав лав и пирокластов вулкана Шиш – преимущественно амфибол-плагиоклазовые андезиты.

**Таблица 1. Породы вулкана Шиш**

| Номер<br>шлифа | 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  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  |
|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| Лавы           |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |                               |        |
| 61-64          | 57,98            | 0,82             | 18,27                          | 2,23                           | 3,65 | 0,20 | 3,80 | 7,86  | 4,08              | 0,98             | 0,22                          | 100,09 |
| 63-64          | 50,82            | 1,14             | 14,64                          | 3,23                           | 6,41 | 0,26 | 9,36 | 10,40 | 2,65              | 0,75             | 0,29                          | 99,95  |
| 85в-64         | 53,32            | 1,08             | 15,56                          | 3,37                           | 3,99 | 0,23 | 6,67 | 8,74  | 3,42              | 1,11             | 0,26                          | 97,75  |
| 88а-64         | 54,68            | 1,14             | 14,87                          | 3,73                           | 4,59 | 0,25 | 6,58 | 8,76  | 3,36              | 1,22             | 0,36                          | 99,54  |
| 90-64          | 62,58            | 0,58             | 17,82                          | 2,84                           | 0,89 | 0,11 | 1,71 | 5,98  | 4,26              | 0,86             | 0,20                          | 97,83  |
| 93а-64         | 58,62            | 0,82             | 16,76                          | 3,07                           | 3,47 | 0,20 | 4,23 | 8,30  | 3,73              | 0,96             | -                             | 100,16 |
| 95-64          | 59,02            | 0,82             | 16,96                          | 2,62                           | 2,93 | 0,21 | 4,00 | 6,86  | 3,96              | 1,06             | 0,24                          | 98,68  |
| 95а-64         | 61,18            | 0,75             | 16,74                          | 4,85                           | 0,52 | 0,17 | 3,32 | 6,18  | 4,08              | 1,16             | 0,28                          | 99,23  |
| 848            | 63,31            | 0,51             | 14,42                          | 4,64                           | 2,28 | 0,11 | 2,80 | 6,13  | 3,89              | 1,28             | 0,10                          | 99,47  |
| 2254           | 54,76            | 1,07             | 16,49                          | 5,00                           | 3,75 | 0,13 | 5,23 | 7,61  | 3,70              | 1,24             | 0,30                          | 99,28  |
| 2255           | 58,80            | 0,62             | 17,31                          | 3,67                           | 2,27 | 0,15 | 3,62 | 6,80  | 3,26              | 0,76             | 0,14                          | 97,40  |
| 2256           | 54,28            | 0,85             | 15,42                          | 2,34                           | 5,25 | 0,15 | 6,97 | 9,34  | 3,04              | 1,02             | 0,19                          | 98,85  |
| 2259           | 50,60            | 0,87             | 20,00                          | 2,85                           | 5,95 | 0,25 | 7,81 | 8,08  | 2,55              | 0,70             | 0,47                          | 100,13 |
| 2259/5         | 50,64            | 0,84             | 20,96                          | 5,32                           | 4,04 | 0,80 | 5,28 | 7,83  | 2,77              | 0,98             | 0,22                          | 99,68  |
| Включения      |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |                               |        |
| 2259/1         | 72,92            | 0,50             | 11,99                          | 2,06                           | 1,75 | 0,07 | 1,58 | 5,52  | 2,11              | 0,23             | 0,23                          | 98,96  |
| 2259/2         | 69,94            | 0,60             | 15,32                          | 1,00                           | 1,25 | 0,04 | 1,78 | 5,96  | 2,20              | 0,18             | 0,20                          | 98,47  |
| 2259/4         | 72,44            | 0,34             | 11,67                          | 2,67                           | 2,00 | 0,11 | 1,67 | 6,92  | 0,85              | 0,03             | 0,14                          | 98,84  |

Примечания: 61-64 – пироксен-плагиоклазовый андезитобазальт ом. (основная масса) - интерсертальная микропикрилитовая; 63-64 – оливин-пироксеновый базальт, верховья р. Березнячишковая, останец плато; 85в-64 - пироксен-плагиоклазовый андезитобазальт; ом – интерсертальная; дайка, основание вулкана; 88а-64 – пироксеновый андезитобазальт, межпластовая дайка, 90-64 – кварцсодержащий андезидацит; 93а-64 – двупироксен-плагиоклазовый андезитобазальт, стратовулкан; 95-64 – плагиоклазовый андезит; 95а-64 – двупироксеновый андезит (экструзия), ом – криптокристаллическая; верхняя часть вулкана; 848 – роговообманковый андезидацит; верховья р. Березнячишковая, пирокластическая толща; 2254 - афировый андезитобазальт; лавовое основание вулкана; 2255 - амфибол-плагиоклазовые андезит, экструзивно-пирокластическая толща вулкана; 2256 - пироксен-оливиновый андезитобазальт; плато; 2259 и 2259/5 - оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты; реликт плато в основании вулкана Шиш; 2259-1, -2, -4 – включения метаосадочных микросланцев. Анализы выполнены в ХЛ ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики Г.Ф.Некрасова и Н.Р. Гусакова.



Особенно характерны они для лав и пирокластов верхней части разреза. Содержание плагиоклаза в отдельных породах достигает 40%, а амфибола - 11%. В породах экструзий из низов разреза в заметных количествах присутствует амфибол. Дайки представлены андезитобазальтами. Состав пород вулкана, в целом, менялся с течением времени от роговообманковых андезитов, близких к дацитам, до андезитобазальтов. На перевале между г. Шиш и г. Острая, небольшой останец плато сложен несколькими почти горизонтально залегающими лавами с суммарной мощностью от 25 до 30 м. Состав лав меняется от оливин-пироксеновых базальтов до основных андезитов (63-64, 61-64 в табл. 1); их соотношения с молодой постройкой вулкана Шиш и его цоколем остались для нас не выясненными. Как следует из данных химического состава, породы вулкана Шиш и смежных с ним участков плато характеризуются умеренным содержанием  $Al_2O_3$ . Сумма  $alkal$  в андезитах составляет 21-23%, а в базальтах и андезитобазальтах – от 18 до 20%. Вариации содержаний щелочей и  $MgO$  в породах происходят при их почти равной железистости. В целом, породы относятся к нормальным известково-щелочным с преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Отношение  $K_2O/Na_2O$  колеблется от 0,2 до 0,3; интересно, что в некоторых случаях это отношение в андезитах (90-64) меньше, чем в базальтах (63-64). В ряде случаев породы можно отнести к низкощелочным и низкокалиевым, что, впрочем, типично для вулканов приближенных к границе континент/океан. Эволюция химического состава пород близка к стандартной линии эволюции известково-щелочных пород. Включения в вулканитах Шиша специально нами не исследовались; это, однако, не значит, что их там нет. Собранные нами три небольших обломка оказались слабо метаморфизованными алевролитами и кварцевыми песчаниками с валовым составом, близким к гранитоидам.

Включения в породах палеовулкана г. Острая, как отмечено, весьма разнообразны (табл. 2) и относятся к габброидам и к меланократовым габбро; несколько образцов относятся к ультраосновным породам (2315А). Все образцы несут следы метаморфизма эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций глубинности с развитием амфибола (в т.ч. актинолита), разнообразных хлоритов, серпентина. Их описание может быть предметом специального исследования.

**Таблица 2. Включения г. Острой (хапицкая свита)**

| № шлф.  | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $FeO$ | $MnO$ | $MgO$ | $CaO$ | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | Сумма |
|---------|---------|---------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-------|---------|--------|----------|-------|
| 2315А   | 44,10   | 1,01    | 21,27     | 6,88      | 3,23  | 0,15  | 5,08  | 14,30 | 1,30    | 0,60   | 0,13     | 98,05 |
| 2324    | 46,74   | 0,98    | 20,49     | 2,30      | 3,41  | 0,16  | 7,61  | 10,18 | 2,68    | 1,65   | 0,10     | 96,30 |
| 2324Б   | 46,34   | 0,32    | 21,42     | 1,50      | 2,28  | 0,19  | 3,97  | 5,82  | 1,11    | 1,34   | 0,06     | 84,35 |
| 2324Б-1 | 45,36   | 1,04    | 22,57     | 2,99      | 3,47  | 0,12  | 8,48  | 8,90  | 1,44    | 2,50   | 0,05     | 96,92 |
| 2324Г   | 45,60   | 1,32    | 14,46     | 5,80      | 5,82  | 0,20  | 9,30  | 11,23 | 2,41    | 0,35   | 0,17     | 96,66 |
| 2324Ж   | 50,44   | 1,00    | 18,35     | 4,20      | 4,68  | 0,17  | 6,34  | 3,28  | 2,37    | 1,10   | 0,05     | 91,98 |
| 2334    | 47,30   | 0,34    | 8,07      | 2,87      | 4,60  | 0,19  | 16,55 | 15,07 | 0,83    | 0,20   | 0,05     | 96,07 |
| 2334В   | 51,72   | 0,88    | 18,91     | 3,11      | 3,99  | 0,15  | 4,78  | 9,28  | 3,00    | 1,00   | 0,21     | 97,03 |

Примечания: 2315А - пироксеновое габбро с пленками стекла; 2324 - крупнозернистое пегматоидное габбро; 2324Б – метаморфизованное плагиоклаз-амфиболовое габбро; 2324Б-1 - неравномернозернистый амфиболовый габбро-анортозит; 2324Г - крупнозернистый почти мономинеральный амфиболит (близок к горнблендиту); 2324Ж - хлорит-серицит-серпентинизированная оливин-пироксен-плагиоклазовая порода. 2334 – крупнозернистый амфиболитизированный пироксенит (верлит?); 2334В - биотит-пироксен-плагиоклазовое габбро, с единичными зернами кварца и эпидота, порода карбонатизирована, хлоритизированна; обломок в конгломератах туфопорфиритовой толщи под вулканом Шиш. Во всех анализах удалены содержания  $H_2O^-$  и  $ППП$ , поэтому суммы оказались заниженными.

Мы изложили лишь часть информации о вулканизме, связанном с горными районами к северо-востоку от хр. Тумрок. Очень интересны, особенно в части изучения ксенолитов, районы вулканов в депрессии между хребтами Тумрок и Кумроч. Породы вулканов в этих районах имеют существенно средне-кислый состав. В этих частях Восточно-Камчатского хребта ранее были выделены продольная рифтовая структура (рифт оз. Ажабачье) и ряд вулканов не только центрального, но и ареального типа [3, 5]. Однако тектоническая структура этого рифта и вулканизм в деталях не исследованы, соотношение рифта с вулканами центрального типа также остается неясным.

#### **Список литературы**

1. *Ермаков В.А.* Новые данные о тектонике южной части хребта Кумроч. //Геология и геофизика, 1980. №3, С.137-143.
2. *Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. Недра, 1977. 225 с.
3. *Ермаков В.А.* Особенности развития вулканизма и тектонической структуры Курило-Камчатской островной дуги. // Очерки тектонического развития Камчатки. 1987. Наука. С. 165-218.
4. Очерки тектонического развития Камчатки. Ред. В.В. Белоусов. 1987. Наука. 248 с.
5. *Федоренко С.И.* Вулканические образования северо-западного побережья Камчатского залива. //Бюлл. Вулкан. ст. №45. 1969, С. 56-60.

**Извержения вулкана Ключевской в 2015-2016 гг.**

**Н.А. Жаринов, Ю.В. Демянчук, И.А. Борисов**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

*e-mail: [nzhar@kscnet.ru](mailto:nzhar@kscnet.ru)*

**Введение.** В работе о вершинных извержениях вулкана Ключевской в начале XXI столетия [6] была показана связь извержений вулканов северной группы (СГВ) с 18.6 летним лунным циклом обращения Луны вокруг Земли. Следующая активная фаза благоприятная для извержения вулканов СГВ должна была происходить в период 2015.7-2017.9 гг. За минувшие два года произошло два вершинных извержения вулкана Ключевской: 04.01.2015 – 08.03.2015 г. и 19.03.2016 г. – 04.11.2016.

В данной статье представлена активность вулкана во время этих извержений. Извержение 2015 г. происходило по стромболианскому типу извержений. Извержение в 2016 г. имело значительные отличия от предыдущих извержений XXI столетия. В ходе извержения произошёл обвал в юго-восточном Апахончичском желобе. Сразу же после обвала на высоте 4500 м начал работать новый эруптивный центр побочного извержения. Предположения о возможности возникновения обвалов на вулкане Ключевской высказывались ранее [1, 5, 7, 11]. Рассматривались различные механизмы частичного разрушения постройки вулкана. При этом допускалась возможность обвалов с объёмом в несколько км<sup>3</sup>. В настоящей работе приводятся примеры обвалов, произошедших на вулкане во время пароксизмального извержения 1944 – 1945 гг., во время вершинного извержения 1985 г., а также приводятся данные об обвале во время вершинного извержения 2016 г.

Важной задачей при изучении вулканических извержений остаётся оценка объёма вулканических продуктов выносимых во время эксплозивных извержений. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высотам эруптивных колонн, пепловых шлейфов, по высотам фумарольных струй предпринималась многими исследователями [2, 3, 10, 12-14]. В работе [12] даны примеры применения оценок выноса тепла и пирокластитки для камчатских вулканов и условий. До настоящего времени постоянных оценок выноса тепла и пирокластитки во время частых извержений северной группы вулканов Камчатки не проводилось. Причиной этого являлось отсутствие непрерывных данных о высотах эруптивных колонн и фумарольных струй. После постановки непрерывных видеонаблюдений за активными вулканами (в первую очередь вулканом Ключевской и Шивелуч) такая оценка выполнена.

**Активность вулкана в 2015-2016 гг.** Начало нового извержения в 2015, также как и предыдущих вершинных извержений 2003-2013 гг., было определено по появлению зарева из раскалённых бомб над кратером вулкана 4 января. Выбросы раскалённых бомб происходили по всему диаметру центрального кратера на высоту до 300-400 м. С 4 по 13 января на начальном этапе извержения мощные выбросы раскалённых бомб высотой до 300 м были направлены на СЗ желоб вулкана. На СЗ склоне 13 января в ночное время наблюдалось интенсивное свечение на протяжении двух километров. Съёмка выполнялась в инфракрасном диапазоне. Далее выбросы такой же мощности продолжались в отдельные дни: 19, 22, 30-31 января, 3 февраля. С 31 января выбросы происходили в трех направлениях: на юго-восточный, восточный и северо-западный склоны вулкана.

Вторая половина извержения характеризуется переходом в эксплозивную фазу. Всего за 63 дня извержения отмечено 14 дней эксплозивной деятельности с выбросами пепла: 4 дня в конце января, 9 дней в период с 15 по 28 февраля и один день - 5 марта перед окончанием извержения. Наиболее мощная эруптивная колонна высотой до 5,5 км над кратером вулкана наблюдалась 15 февраля.

Извержение 19 марта 2016 г. началось с появления свечения в ИК диапазоне в кратере вулкана. Извержение сопровождалось переменной сейсмической активностью. 25 февраля 2016 г. прошла серия глубоких землетрясений I-II типа [9] и через неделю такие землетрясения отсутствовали практически до конца извержения. Землетрясения II-III типа также прекратились с началом извержения и возобновились только к окончанию извержения. За два месяца до начала извержения отмечено увеличение количества землетрясений IV типа. Количество землетрясений IV типа в январе месяце менялось от 200 до 300 в сутки, в феврале достигало 350 в сутки. Максимальные величины отмечены 24 марта (457 в сутки) и 26 марта (506 в сутки). С началом извержения появляется вулканическое дрожание с амплитудой 2-2,5 мкм/с. В отдельные периоды амплитуда ВД увеличивалась до 8-10 мкм/с, что было связано с изменением характера извержения. 25 апреля на восточном склоне вулкана ночью в ИК-диапазоне наблюдалось интенсивное свечение. К этой дате можно отнести обвал на юго-восточном склоне вулкана в Апахончичском желобе. На рис. 1 (фото сделано через месяц после события), показаны очертания провала, образовавшегося в юго-восточном желобе. После обвала в привершинной части желоба образовался вытянутый провал длиной 600 м, шириной 350 м. При площади провальной части желоба близкой 0,34 км<sup>2</sup>, и средней глубине провала 70 м объем оценивается в 0,024 км<sup>3</sup>.

Большая часть обвалившегося материала осталась в конце провала на его нижней границе на высотах 3900-4000 м. Образовалось поле отложений крупного



Рис. 1. Вид на впадину в юго-восточном Апахончичском желобе, образовавшуюся после обвала 25 апреля 2016 г. со станции Апахончич. Расстояние до вулкана 13 км. Фото Демянчука Ю.В.

обломочного материала в виде своеобразной плотины. Более мелкие фракции разнесло ниже по склону на расстояние до 10 км от нижней границы провала. Поле отложений площадью 9 км<sup>2</sup> располагалось на высотах от 4000 до 1700 м (рис. 2).

После обвала 29 апреля в центре провала на высоте 4500 м начал работу новый побочный прорыв. Извержения, происходящие на вулкане Ключевской, на высотах от 4500 и более тыс. м, Б.И. Пийп относил к субтерминальным [7].

До обвала извержение сопровождалось выбросами раскалённого материала в ЮВ части кратера на высоту до 150 м над кромкой кратера. Днём наблюдалась мощная парогозовая деятельность с высотой выбросов до 1000 м над кромкой кратера.

Побочное извержение с самого начала и до окончания было в основном эффузивным (рис. 3). Только в конце июня во время одновременной активизации центрального кратера и побочного вырастают шлаковые конуса и в центральном кратере и на побочном прорыве. В конце июля вновь возобновилась работа центрального кратера. В ходе извержения неоднократно происходило изменение морфологии лавовых потоков, их количества и мощности. К окончанию извержения общий вид восточного склона вулкана претерпел значительные изменения (рис. 3, 4).



Рис. 2. Обвальные отложения мелких фракций обломочного материала (светлая линия). Нижняя граница обвалных отложений доходит до отметки 1700 м.



Рис. 3. Потоки лавы на восточном склоне вулкана 13 октября 2016 г.



Рис. 4. Поле отложений лавовых потоков после извержения. Вид с Апахончича, до вулкана 13 км. Фото Демянчука Ю.В. 4 ноября 2016 г.

По материалам видеонаблюдений выполнена оценка тепловой мощности устойчивых парогазовых и пепловых струй, объем пирокластики, объем излившейся за время извержения лавы. Расчёты выполнялись по методике, изложенной в работе [12]. Тепловая мощность парогазовых струй за 2015 г. близка  $122 \times 10^6$  квт, газопепловых струй  $5,9 \times 10^6$  квт. Объем вынесенной пирокластики за 2015 г.  $V=0,00007 \text{ км}^3$ . Для 2016 г. выделены два этапа изменения тепловой мощности: три месяца в начале извержения и два месяца в конце извержения, когда  $\lg Q$  изменялся от 5 до 7.  $Q$ -тепловая мощность. Суммарная тепловая мощность парогазовых струй за период извержения в 2016 г. оценивается в  $275 \times 10^6$  квт, пепловых в  $23,5 \times 10^6$  квт. Оценка примерного объема пирокластики, соответствующего полученной величине тепловой мощности, дают величину объема  $V=0,0003 \text{ км}^3$ . Величина объема пирокластики определялась по номограмме С.А. Федотова [12]. Для сравнения: значения тепловой мощности отдельных газопепловых струй северного прорыва БТТИ 1975-76 гг. достигали  $150 \times 10^6$  квт.

## Выводы

1. В 2015-2016 гг. на вулкане Ключевской произошло два вершинных извержения. Время извержений согласуется с фазами 18,6 лунного цикла обращения Луны вокруг Земли.
2. В результате обвала в юго-восточном желобе вулкана образовалась впадина площадью  $0,34 \text{ км}^2$  и объемом  $0,024 \text{ км}^3$ . Площадь обломочных отложений составила  $9 \text{ м}^2$ , объем отложений –  $0,009 \text{ км}^3$ .
3. Выполнены оценки тепловой мощности и объема пирокластики для извержений 2015 и 2016 гг.: тепловая мощность составила в 2015 г.  $-122 \times 10^6 \text{ кВт}$ , в 2016 г.  $-275 \times 10^6 \text{ кВт}$ ; объем вынесенной пирокластики за 2015 г.  $V=0,00007 \text{ км}^3$ , в 2016 г.  $V=0,0003 \text{ км}^3$ .

## Список литературы

1. Адушкин В.В., Зыков Ю.Н., Федотов С.А. Механизм разрушения вулканической постройки вследствие потери устойчивости и оценка размеров возможного обрушения Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1194. №6. С 81-95.
2. Гостинцев Ю.А., Суханов Л.Н. Аэродинамика среды при больших пожарах. Линейный пожар. ИХФ АН СССР, 1977. 51 с.
3. Гостинцев Ю.А., Суханов Л.Н., Солодовник А.Ф. Динамика подъема газообразных продуктов горения и взрывов в атмосфере. – В кн.: Химическая физика процессов горения и взрыва. Горение газов и натуральных топлив. ИХФ АН СССР, 1980, с. 99-102.
4. Двигало В.Н. Кратер и вершинные извержения Ключевского вулкана в 1968-1988 гг. по аэрофотограмметрическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 3-18.
5. Делемень И.Ф. Механизмы потери гравитационной устойчивости вулканической постройки (на примере Ключевского вулкана) // Вулканология и сейсмология. 1194. №6. С 64-80.
6. Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Вершинные извержения вулкана Ключевской (Камчатка) в начале XXI столетия, 2003-2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. №1. С.1-18.
7. Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2000. 261 с.
8. Пийп Б.И. Ключевская сопка и её извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. Вулканологии, 1956. Вып.11. 311 с.
9. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981, 164 с.
10. Уорк К., Уорнер С. Загрязнение воздуха: источники и контроль. М.: Мир, 1980. 539 с.
11. Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932-1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.3-16.
12. Федотов С.А. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3-28.
13. Briggs G. A. Plume rise. Atomic Energy Commission. Critical Review Series, USEAS Rep. TID-25075, 1969, 64 p.
14. Briggs G. A. Plume rise. A Resent Critical Review. – Nuclear Safety, 1971, V. 12. № 1 P. 15-24.



**Сульфиды и благородные металлы в примитивных островодужных базальтах на примере вулкана Толбачик, Камчатка****М.Е. Зеленский<sup>1</sup>, В.С. Каменецкий<sup>1,2</sup>, Л.В. Данюшевский<sup>2</sup>**<sup>1</sup>*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, 142432, Россия, e-mail volcangas@gmail.com*<sup>2</sup>*Университет Тасмании, Private Bag 79, Hobart, TAS 7001, Австралия*

Охарактеризованы сульфидные включения в оливинах примитивных базальтов Толбачика в терминах фазового состава, макроэлементов и содержаний благородных металлов.

**Введение**

Включения сульфидного расплава в оливинах из примитивных островодужных базальтов могут быть использованы для изучения составов и поведения ранних сульфидных расплавов, которые в конечном итоге формируют магматические сульфидные месторождения. В массивных или вкрапленных сульфидных рудах стадия сульфидной ликвации скрыта поздними процессами, в том числе слиянием капель и усреднением их составов, перекристаллизацией и гидротермальными изменениями. Капли сульфидов в ранних магматических минералах (оливин и хромит) представляют собой наименее модифицированные составы первичных сульфидных расплавов. В данной работе сульфидные глобулы в оливинах (Fo86-92) из магнезиальных высококальциевых базальтов Толбачика, а именно, пород конуса 1941 г. и высоты 1004, охарактеризованы с точки зрения фазового состава и содержаний основных и микроэлементов с помощью электронной микроскопии и анализа LA-ICP-MS.

**Общая характеристика сульфидов Толбачика**

Глобулы сульфидов (рис. 1а) встречаются приблизительно в одном из 100-150 оливинов конуса 1941 г. и вдвое реже в оливинах конуса «Высота 1004». Глобулы встречаются чаще группами, чем поодиночке. Изредка мелкие глобулы образуют «сульфидные рои» (рис. 1б), состоящие из сотен и тысяч индивидуальных включений.

Размеры глобул варьируют от долей микрона до 250 мк, но большинство заключено в пределах 10-100 мк, форма близка к сферической. Сульфиды могут сидеть непосредственно в оливине или располагаться в силикатном расплавленном включении большего размера (рис. 1а, в). Все составы сульфидов Толбачика относятся к системе Fe-Ni-Cu-S-O. Эту систему можно упростить, исключив кислород, на который приходится не более нескольких мол. %, и который заключен в позднем магнетите. Поскольку отношение Me:S = 0.94 близко к единице, все составы сульфидов Толбачика отображаются на диаграмме FeS-NiS-CuS (рис. 2а), где большинство анализов распределено почти равномерно в пределах треугольника FeS-0,5NiS-0,5CuS. Глобулы конуса 1941 г. и конуса «Высота 1004» имеют приблизительно одинаковые вариации по составам. Более мелкие глобулы из «сульфидных роев» обогащены никелем.

Высокое содержание халькофильных элементов (Ni и Cu) в ранних сульфидах противоречит общепринятой теории образования сульфидных месторождений (Naldrett, 1984), согласно которой вначале образуется сульфидная жидкость пирротинового состава (FeS), и лишь потом она насыщается халькофильными элементами. Однако, согласно альтернативной гипотезе [4], насыщение сульфидных капель непосредственно в момент ликвации может происходить при низких степенях пересыщения по  $S^{2-}$ , когда сульфидная капля уравнивается с большим объемом силикатного расплава. В этом случае диффузионный поток Ni и Cu в растущую каплю может превосходить поток



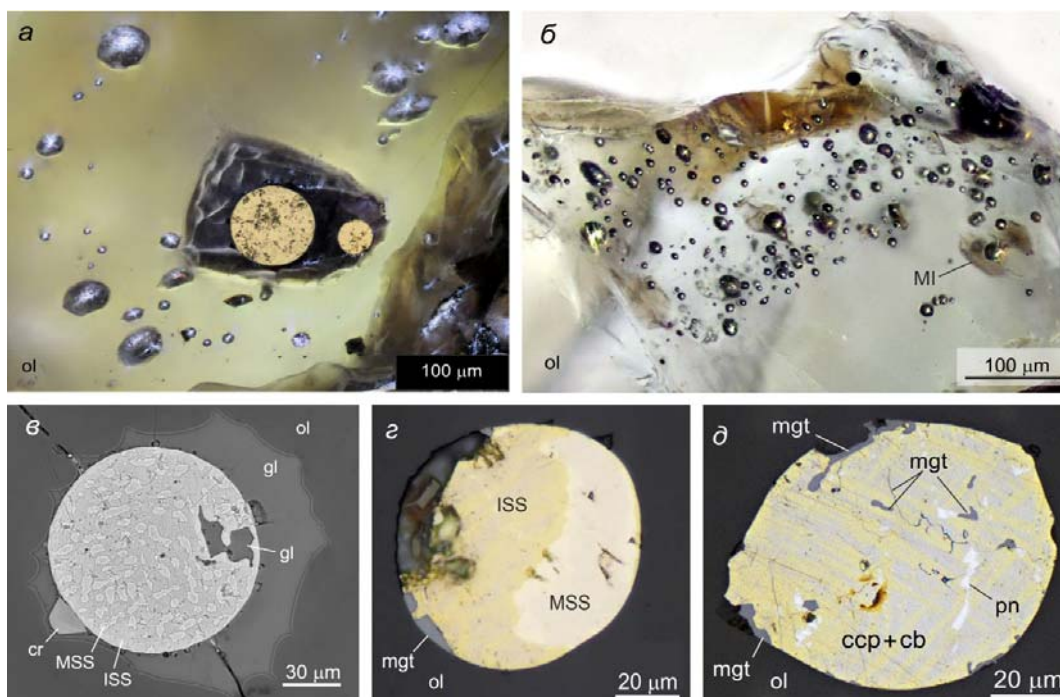


Рис. 1. Сульфиды в оливинах Толбачика: группа глобул в оливине и в силикатном расплавленном включении; комбинация отраженного и бокового света (а), сульфидный рой (б), крупная глобула в силикатном включении, состоящая из закаленной эмульсии несмешиваемых сульфидных жидкостей MSS и ISS (в), капли эмульсии MSS и ISS объединились в крупные кластеры (г), Твердый раствор ISS распался на ламели халькопирита и кубанита, видны также мелкие выделения пентландита и магнетита (д). MSS – моносulfидный твердый раствор, ISS – промежуточный твердый раствор, csp – халькопирит, cb – кубанит, pn – пентландит, mgt – магнетит, ol – оливин, gl – стекло, cr – хромит, MI – расплавные включения.

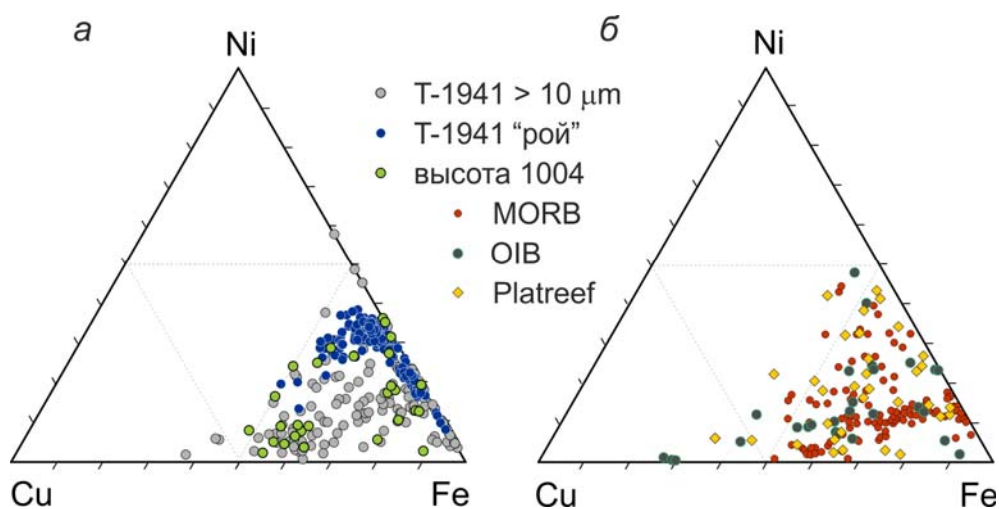


Рис. 2. Составы сульфидов Толбачика (а) и составы сульфидных глобул, найденных в других тектонических обстановках (б): сульфиды срединно-океанических хребтов MORB [2], океанических островов OIB [1] и внутриплитные сульфиды в хромитах Бушвельда [3].

FeS, что видимо и произошло в магмах Толбачика. Сульфиды из других тектонических обстановок, а также из известных сульфидных месторождений имеют FeS, что видимо

и произошло в магмах Толбачика. Сульфиды из других тектонических обстановок, а также из известных сульфидных месторождений имеют аналогичные вариации по составу (рис. 2б). Фазовый состав сульфидов, по-видимому, зависит от скорости охлаждения в момент извержения и варьирует от визуально гомогенных капель через тонкую и грубую эмульсию MSS и ISS (рис. 1в, г) до полностью раскристаллизованных глобул (рис. 1д), в состав которых входит халькопирит  $\text{CuFeS}_2$ , кубанит  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ , борнит  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , пентландит  $(\text{Ni,Fe})_9\text{S}_8$  и магнетит  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ .

### Благородные металлы в сульфидах

Сульфиды Толбачика содержат значительное количество золота и платиноидов, которые присутствуют как в виде самостоятельных включений в сульфидную матрицу (микросамородков или «наггетов»), так и в виде твердого раствора в сульфиде. В последнем случае присутствие металлов может быть выявлено при помощи анализа ICP-MS с лазерной абляцией. Наггеты встречаются поодиночке или группами, иногда в значительном количестве (рис. 3) и характеризуются разнообразными составами. Наиболее часто встречаются наггеты составов Au – самородное золото, Pt – самородная платина, теллуриды палладия  $\text{PdTe}$  и  $\text{Pd}_3\text{Te}$ , и другие соединения с участием Pb и Bi. В то же время, Ru, Os и Ir не были отмечены ни в одном из наггетов в сульфидных глобулах Толбачика.

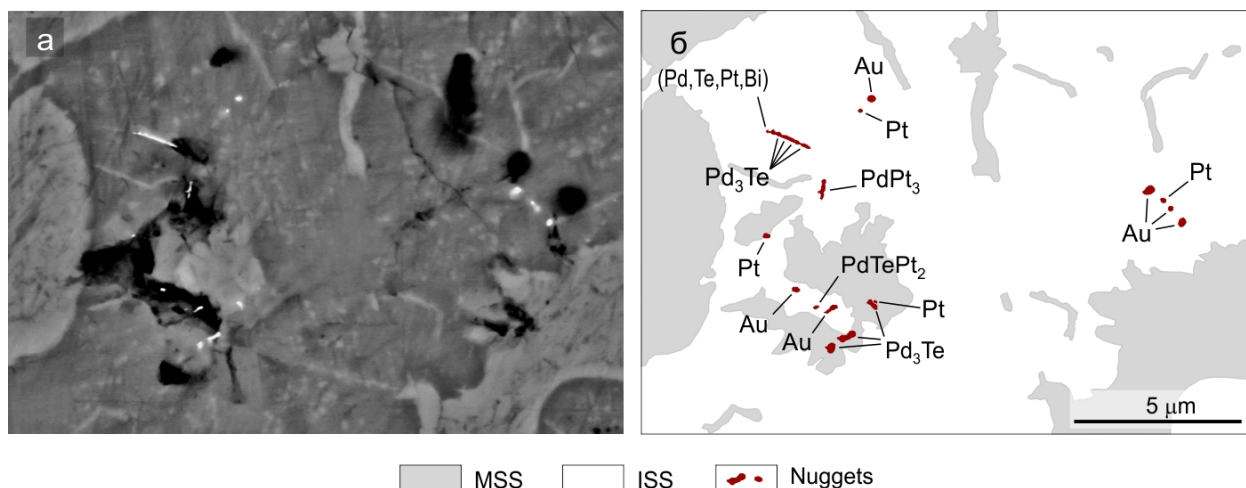


Рис. 3. Микровключения благородных металлов (наггеты) в сульфидах Толбачика: обильные наггеты в сульфидной матрице (а), схема участка (а) с расшифровкой составов (б).

Более интересно распределение благородных металлов в глобулах, измеренное методом LA-ICP-MS (рис. 4). Наивысшая концентрация 436 ppm  $[\text{Au}+\text{PGE}]$  включает 13.3 ppm Au, 115 ppm Pt и 299 ppm Pd, тогда как 40% глобул имеют total  $[\text{Au}+\text{PGE}] < 15$  ppm. Концентрации платиноидов в сульфидах варьируют в значительном диапазоне 2-4 порядка и подчиняются логнормальному распределению, т.е. логарифмы концентраций распределены нормально. Это означает высокую неравномерность распределения, когда значительная часть металла сосредоточена в малом количестве глобул. Так, одна из 19-ти проанализированных сульфидных глобул содержала большее количество Ru, Os и Ir, чем все остальные 18 глобул, вместе взятые. Золото и платиноиды хорошо коррелируют друг с другом, подтверждая таким образом модель диффузионной концентрации металлов в сульфидах. Тем не менее, имеется некоторое количество аномальных концентраций одного или нескольких благородных металлов, которые следует исключить из корреляций и рассматривать отдельно. Такие аномалии могли

возникнуть благодаря улавливанию сульфидной жидкостью микронных и субмикронных фаз, богатых Au-PGE (твердых или жидких), каковые фазы присутствовали в силикатном расплаве ранее момента возникновения сульфидной несмешиваемости. Присутствие фаз, богатых платиноидами, в базальтовом расплаве подтверждается находкой сульфидной глобулы, содержащей 25 вес. % платиноидов, а также уникальным наггетом в силикатном расплавленном включении в оливине. В последнем случае, наггет размером не более 2 мк состоял из шести платиновых металлов одновременно. Хотя отдельные сульфидные глобулы Толбачика имеют разнообразные составы (рис. 4а), их средний состав приблизительно соответствует сульфидным рудам некоторых крупных месторождений, например, Норильск, Садбери и Риф Меренского, Бушвельд (рис. 4б).

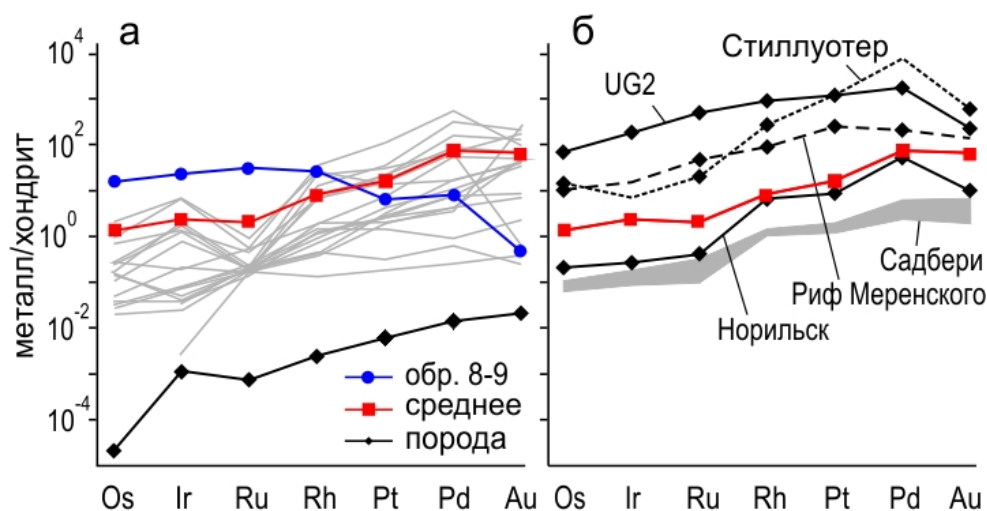


Рис. 4. Благородные металлы в сульфидах Толбачика: нормализованные к хондриту спектры анализированных сульфидных глобулей, а также среднее значение и спектр породы (а), сравнение средних нормализованных к хондриту составов сульфидов Толбачика и составов некоторых известных сульфидных месторождений (б) [5].

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-17-10145.

### Список литературы

1. Fleet M.E., and Stone W.E. Nickeliferous sulfides in xenoliths, olivine megacrysts and basaltic glass // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. 105. P. 629-636.
2. Francis, R.D. Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB), and the effect of oxygen abundance in FeSO liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatiite magmas // Chemical Geology. 1990. 85. P. 199-213.
3. Holwell D.A., McDonald I., and Butler I.B. Precious metal enrichment in the Platreef, Bushveld Complex, South Africa: Evidence from homogenized magmatic sulfide melt inclusions // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. 161. P. 1011-1026.
4. Mungall J. E. Kinetic controls on the partitioning of trace elements between silicate and sulfide liquids // Journal of Petrology. 43. P. 749-768.
5. Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, geochemistry and exploration. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2004. 728 p.

## Извержения вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2016-2017 гг.

*Т.А. Котенко, Е.И. Сандимирова, Л.В. Котенко*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

*e-mail: [sias2011@rambler.ru](mailto:sias2011@rambler.ru)*

Приводятся данные о двух эксплозивных извержениях вулкана Эбеко в 2016-2017 гг.: 19-20 октября 2016 г. и с 8 ноября 2016 г. по настоящее время.

### Введение

Вулкан Эбеко ( $50^{\circ}41'$  с. ш.,  $156^{\circ}01'$  в. д.) находится в северной части хребта Вернадского на о-ве Парамушир, Курилы, высота вершины 1156 м. В историческое время происходили фреатические и фреато-магматические извержения [4]. Последние извержения вулкана до настоящих событий наблюдались в период с 2005 г. по 2012 г. [1, 2, 3].

### Извержения 2016-2017 гг.

Извержение 19-20 октября. Точное время начала извержения неизвестно. В 17 час сахалинского времени (UTC + 11) открылись склоны, стали видны отложения пепла на снегу (снежный покров образовался до высоты 600 м), прошел слабый пеплопад в г. Северо-Курильске. На высоте 500-700 м размерность выпавшего пепла была  $<0,063$  мм. Двадцатого октября наблюдалось три пепловых шлейфа из Среднего кратера на высоту до 800 м над кратером, продолжительность событий от 3 до 10 мин. Длина шлейфов составила 9-10 км, они были ориентированы на восток и северо-восток.

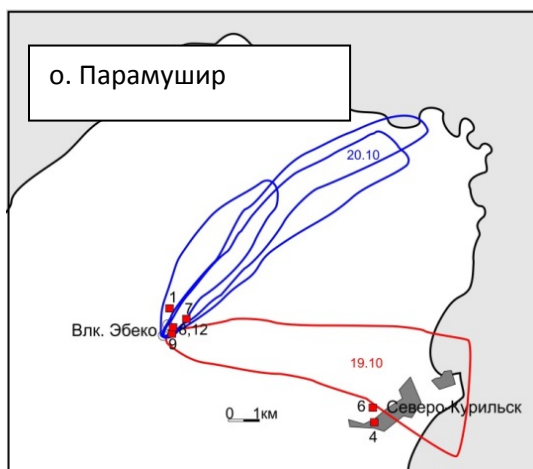


Рис. 1. Распространение пепловых шлейфов 19-20.10.2016 г.

Второе извержение началось 8 ноября. С этого дня пепловые выбросы происходили каждый день по несколько раз в сутки. Максимальное расстояние разноса пепла по предварительным оценкам составляло 40 км, максимальная высота подъема пепловой колонны над кратером, которую удалось наблюдать – 1,8 км, продолжительность событий максимум 25 минут.

Особенностью извержения является то, что эруптивная деятельность наблюдается в двух кратерах одновременно – Среднем и Активной воронке (АВ). Пепел поступает из жерл разных кратеров поочередно, из жерл Среднего кратера зачастую одновременно. В АВ субгоризонтальное жерло расположено в восточной стенке выше дна на 30 м (жерло извержения 2009 г.). Парогазовая струя непрерывно



бьет под углом около  $30^\circ$  в северную стенку со скоростью более 30 м/с. Скорость гасится и дальнейший подъем струи или шлейфа вверх происходит со скоростью 10-12 м/с. Температура парогазовой струи на выходе  $\sim 500^\circ\text{C}$ , как и до извержения. Периодически в струе появляется примесь пепла, скорость потока увеличивается максимум до 75 м/с. Вместе с пеплом и песком выбрасываются отдельные крупные обломки на расстояние до 150 м. Во время пепловых выбросов наблюдается сильный гул, дрожание почвы.

В Среднем кратере активные жерла находятся на дне кратера (воронки, образовавшиеся в результате фреатических извержений в 2011 г. [3]). Диаметр воронок около 30 м. Взрывы в Среднем кратере происходят вертикально вверх. После взрывов из воронок наблюдается спокойное выделение газов со скоростью струи 4-5 м/с. Предыдущее сильное извержение в Среднем кратере относится к 1934 -1935 гг. [5]. В 2016 г. термальная активность в кратере отсутствовала.

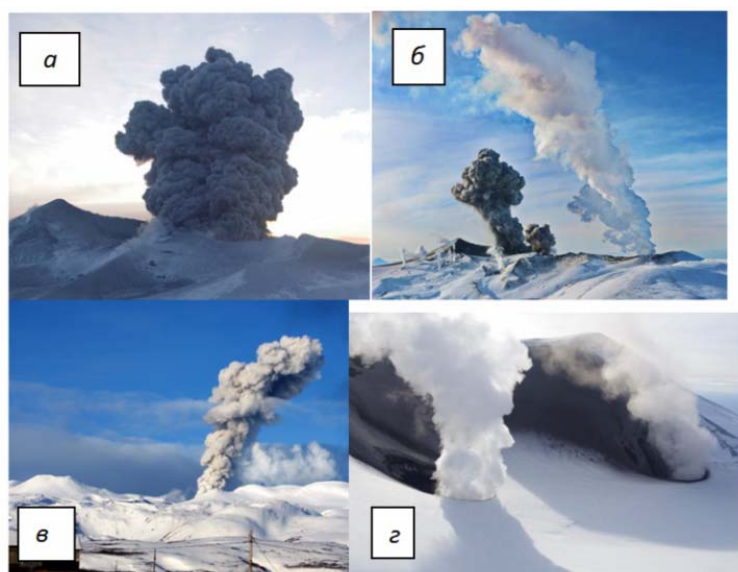


Рис. 2. *а* – эруптивная активность в Среднем кратере 20.01; *б* – 23.01.2017 г.; *в* – в АВ 27.12.2016 г.; *г* – два жерла в Среднем кратере. Фото: *а, г* – Т. Котенко, *б* – С. Маршука.

### Распространение и характеристика продуктов извержения

Тонкий пепел первого извержения отложился в двух направлениях: на восток и северо-восток на расстояние до 9-10 км от кратеров (рис. 1).

Большая продолжительность второго извержения и переменные направления ветра на уровне кратера определили сложную картину разноса пепла. На рис. 3 представлена роза ветров с 8.11.2016 г. по 28.02.2017 г.

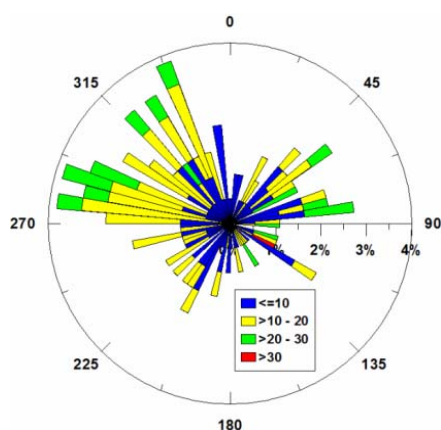


Рис. 3. Роза ветров на уровне кратера вулкана Эбеко с 8.11.2016 г. по 28.02.2017 г.

Наибольшую повторяемость имели потоки в секторе 272-338° со скоростями в диапазоне 10-20 м/с, что определило преобладающее направление смещения пепловых и аэрозольных шлейфов на восток и юго-восток.

Гранулометрический анализ пеплов (таб. 1) показал, что для большинства проб характерно преобладание фракции <0,063 мм. В пробе Э-4/16 отмечается повышенное количество фракции 0,5-0,2. В пробе Э-12/16 значительную часть составляет крупнообломочный материал (50,0-0,2).

**Таблица 1. Гранулометрический состав пеплов (вес. %)**

| Проба   | Дата отбора | Расстояние от жерла, км | 50,0-2,0 | 2,0-1,0 | 1,0-0,5 | 0,5-0,2 | 0,2-0,125 | 0,125-0,063 | <0,063 |
|---------|-------------|-------------------------|----------|---------|---------|---------|-----------|-------------|--------|
| Э-4/16  | 25.11.16    | 7                       |          | 0       | 0,3     | 21,7    | 13,6      | 20,6        | 43,7   |
| Э-6/16  | 1.12.16     | 6                       |          | 0       | 0       | 9,5     | 9,1       | 22,3        | 59,0   |
| Э-7/16  | 9.12.16     | 0,3                     |          | 0,2     | 1,2     | 12,4    | 13,0      | 23,7        | 49,5   |
| Э-8/16  | 10.12.16    | 0,15                    |          | 0       | 0,4     | 4,2     | 9,3       | 20,4        | 65,7   |
| Э-9/16  | 10.12.16    | 0,05                    |          | 0       | 0       | 2,69    | 4,3       | 20,6        | 72,4   |
| Э-12/16 | 23.12.16    | 0,1                     | 31,2     | 8,9     | 18,2    | 25,9    | 4,0       | 3,7         | 8,1    |
| Э-1/17  | 12.01.16    | 0,2                     |          | 0,4     | 0,8     | 8,3     | 7,5       | 18,1        | 64,9   |

Минеральный состав пепла: во всех фракциях, кроме фракции <0,063 мм, 45-65% от общего количества зерен представлено полупрозрачными обломками полевых шпатов. От 10% до 45% в разных фракциях – частично раскристаллизованные обломки полупрозрачного стекла серого цвета из базиса пород. Полевые шпаты и стекло содержат включения магнетита, иногда находятся в сростании с бурым и зеленым пироксенами. Около 5% – обломки бурого пироксена с включениями магнетита. Встречаются измененные обломки белого цвета с включениями микрокристаллов пирита. Частицы пепла имеют изометричную форму, иногда присутствуют хорошо оформленные кристаллы плагиоклазов и пироксенов. Все крупные обломки – материал из постройки вулкана: представлены андезитами-андезибазальтами и частично или полностью изменены, на поверхности и в порах наблюдаются отложения солей из возгонов. Весь изверженный материал – резургентный.

#### **Характеристика газовой эмиссии**

Состав газов fumarol влк. Эбеко варьирует для разных диапазонов температур (табл. 2).

**Таблица 2. Основные компоненты в составе газов влк. Эбеко (ммоль/моль) по данным на 02.2016 г.**

| Компоненты | CO <sub>2</sub> | SO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> S | HCl | H <sub>2</sub> O |
|------------|-----------------|-----------------|------------------|-----|------------------|
| T=500 °C   | 13,5            | 27,2            | 4,2              | 6,8 | 948              |
| T<135°C    | 84              | 8               | 1,2              | 3,6 | 903              |
| T<110°C    | 77,6            | 0,9             | 4                | 0,3 | 916              |

Примечание. Хроматографический анализ выполнен В.И. Гусевой (лаборатория постмагматических процессов); химический - в АЦ ИВиС ДВО РАН, аналитик Л.Н. Гарцева.

Рассчитанное по этим данным средневесовое количество фоновой парогазовой эмиссии вулкана составило в т/д: ~2030 в сумме, из которых SO<sub>2</sub> ~145, CO<sub>2</sub> ~134, H<sub>2</sub>S ~12, HCL ~21 и водяного пара ~1710. Соответствующий средний расход для газовой разгрузки (24 кг/с) при пепловых взрывах возрастает до 0,2-0,5 т/с.



Из собранных пеплов были приготовлены водные вытяжки, в которых наблюдается разброс минерализации. Так в 6-7 км от кратеров минерализация составляет 0,2-13,1 г при разных пеплопадах. Максимальное значение в пробе № 8 с бровки Среднего кратера – 21,2 г. Во всех пробах пеплов из АВ преобладает сульфат-ион над  $\text{Cl}^-$ , как и в газах АВ, но меньше по величине (в газах S/Cl (вес.) ~7,7; в вытяжках – 1,9-2,5). В пробах № 4 и № 8 (Средний Кратер) содержание хлорид-иона приближается к содержанию сульфат-иона и даже преобладает (S/Cl составляет 1,21 и 0,54 соответственно).

**Таблица 3. Водорастворимый комплекс пеплов в мг на 100 г пепла**

| № | pH   | $\text{Cl}^-$ | $\text{SO}_4^{2-}$ | $\text{H}^+$ | $\text{Na}^+$ | $\text{K}^+$ | $\text{Ca}^{2+}$ | $\text{Mg}^{2+}$ | М, г | S/Cl |
|---|------|---------------|--------------------|--------------|---------------|--------------|------------------|------------------|------|------|
| 4 | 4,37 | 49,0          | 59,5               | -            | 11,3          | 2,6          | 24,8             | 2,7              | 0,2  | 1,21 |
| 5 | 3,07 | 2709,2        | 6822,1             | 24,5         | 431,1         | 122,7        | 2579,6           | 115,3            | 13,1 | 2,52 |
| 6 | 3,54 | 175,7         | 422,4              | -            | 21,4          | 9,7          | 192,9            | 7,7              | 0,6  | 2,40 |
| 7 | 3,55 | 1602,3        | 3333,1             | -            | 187,8         | 90,3         | 1381,2           | 103,4            | 7,0  | 2,08 |
| 8 | 1,99 | 9265,5        | 4980,8             | 22,8         | 388,2         | 252,1        | 2569,8           | 357,6            | 21,2 | 0,54 |
| 9 | 2,9  | 524,8         | 979,2              | 2,3          | 23,5          | 15,1         | 450,6            | 19,9             | 2,3  | 1,87 |

### **Заключение**

Спокойное состояние влк. Эбеко прервано двумя фреатическими извержениями: 19-20.11.2016 г. и с 8 ноября 2016 г. по настоящее время. Изверженный материал представлен резургентными пеплами, мелкозернистым песком, вблизи кратера – обломками пород весом до 4 кг. Наблюдается одновременная активность трех жерл: одного в Активной воронке и двух в Среднем кратере. Сильная эруптивная активность не наблюдалась в Среднем кратере 82 года.

### **Список литературы**

1. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н. Активизация вулкана Эбеко в 2005-2006 гг. (остров Парамушир, Северные Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 3-13.
2. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др. Извержение вулкана Эбеко в январе-июне 2009 г. (о-в Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2010. Вып. 15. № 1. С. 56-68.
3. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др. Эруптивная активность вулкана Эбеко в 2010-11 гг. (о-в Парамушир) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2012. Вып. 19. № 1. С. 160-167.
4. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 2 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 24-41.
5. Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between July 1934 and October 1935 // Japan J. Astronomy and Geophys. 1936. V. 13. № 2. P. 121-139.

## **К вопросу об эволюции представлений об ареальном вулканизме**

**Ю.А. Кугаенко<sup>1</sup>, А.О. Волынец<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский 683006, [ku@emsd.ru](mailto:ku@emsd.ru)

<sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Приведен обзор существующих взглядов на ареальный вулканизм, который по ряду параметров занимает промежуточное положение между полигенными и моногенными вулканическими образованиями. Обсуждается одно из наиболее изученных камчатских полей ареального вулканизма (ПАВ) – Толбачинский Дол, новый виток дискуссии о строении которого был инициирован извержением 2012–2013 гг. Обобщаются особенности этой региональной зоны, позволяющие рассматривать ее в свете новых представлений о классификации вулканических объектов по Nemeth & Kereszturi, 2015.

### **ПАВ как проявление моногенного вулканизма**

Моногенный вулканизм и поля ареального вулканизма (ПАВ) в последние годы привлекают все больше внимания. Это связано с тем, что эти объекты изучены значительно слабее, чем стратовулканы. Считается, что ПАВ – это лишь скопление небольших моногенных (одноактных) короткоживущих вулканов, которые концентрируются вдоль тектонических нарушений и имеют достаточно примитивные системы питания, обеспечивающие быстрое поступление магмы из верхней мантии к поверхности (субвертикальные каналы, иногда осложненные небольшими магматическими камерами). Однако эти представления и имеющиеся в научной литературе определения ПАВ не совсем соответствуют наиболее современным взглядам о месте этого явления в ряду основных известных типов вулканизма.

### **ПАВ в классификации Nemeth & Kereszturi**

В работах [11 и др.] предложена классификация вулканических объектов, в соответствии с которой ПАВ нельзя отнести ни к моногенным, ни к полигенным вулканам. В качестве основных отличительных особенностей ПАВ выделяются: полимагматическое происхождение отдельных эруптивных центров (поступление на поверхность магм контрастного состава и многоисточниковость процесса генерации магм); большой объем некоторых вулканических построек; кластеризация моногенных аппаратов; наличия под ПАВ долгоживущих сложно построенных магматических систем, а в ряде случаев – латеральная миграция магмы под ПАВ; отсутствие четко локализованного центрального магмоподводящего канала. Допускается, что возможна «фокусировка» магмоподводящей системы ПАВ в одном канале, тогда следующей стадией развития поля явится рождение и рост полигенного вулкана. Возможен и наложенный моногенный вулканизм: «захват» остатков питающей системы потухшего стратовулкана ареальной зоной.

### **Толбачинская зона ареального вулканизма**

Толбачинская зона ареального (моногенного) вулканизма и в особенности ее южная ветвь – Толбачинский Дол (ТД) – достаточно хорошо изучена различными методами. В частности, большое внимание исследователей было уделено последним историческим извержениям: Большому трещинному Толбачинскому извержению 1975–1976 гг. (БТТИ) и Трещинному Толбачинскому извержению 2012–2013 гг. (ТТИ). На примере этого ПАВ могут быть продемонстрированы особенности системы магматического питания, не характерные для отдельных моногенных и полигенных

вулканов. Рассмотрим основные особенности Толбачинского ПАВ, проявившиеся в течение последних 2 тыс. лет.

*Контрастный состав изверженных магм. Проблемы их генезиса.* Продукты извержений имеют контрастный состав – это высоко-Mg, умеренно-K (магнезиальные) и высоко-Al, высоко-K (глиноземистые) базальты, а также их промежуточные разности. В ходе ТТИ на поверхность поступили магмы, ранее никогда не проявлявшиеся на ТД: трахиандезибазальты с высокими концентрациями титана и щелочей.

Существует две противоположные точки зрения на вопрос генезиса магнезиальных и глиноземистых базальтов, проявленных в пределах одного центра активности: (1) магмы рассматриваются как независимые, как результат подъема и/или смешения двух различных, не связанных друг с другом разноглубинных расплавов [14, 1 и др.]; (2) обосновывается их взаимосвязь как результат фракционирования единого высоко-магнезиального расплава с образованием дочерних высокоглиноземистых магм [4, 7, 10 и др.].

ТТИ предоставило дополнительные материалы для обоснования второй точки зрения. В работе [13] высказывается предположение, что все разнообразие пород в процессе извержений БТТИ и ТТИ может быть описано в рамках фракционной кристаллизации в сравнительно сухих условиях родительского расплава, по составу аналогичного Mg базальтам Северного прорыва БТТИ; расплавы, изверженные в ходе ТТИ, являются производными высоко-Al магм Южного прорыва БТТИ и связаны с ними процессами фракционирования в медленно остывающем очаге. Авторы [9] связывают наличие на Толбачинском долу двух геохимических трендов (умеренно- и высоко-K) с различной активностью воды при кристаллизации – от водонасыщенной кристаллизации умеренно-K высоко-Mg базальтов до безводной – субщелочных. Разницу в концентрациях микроэлементов авторы объясняют различным обогащением / обеднением одного и того же мантийного источника в результате апвеллинга.

Авторы [12] полагают, что все особенности химизма пород, изверженных на ТД в течение голоцена, находят объяснение в рамках так называемых REFC-процессов (recharge-evacuation-fractional crystallization). Согласно этой точке зрения, первичные магмы, образовавшиеся на глубине около 60 км, подвергаются фракционированию на глубинах менее 35 км в открытой системе с периодической подпиткой более примитивными расплавами и последующим смешением магм обоих типов, дальнейшему фракционированию и, в итоге, извержению (-ям). Таким образом, высоко-Mg базальты являются результатом фракционирования первичных мантийных выплавов. Высоко-K глиноземистые базальты, доминирующие в ТД, и трахиандезибазальты последнего извержения представляют собой т. н. «устойчивые» (steady-state) составы – продукты длительного развития подобной долгоживущей системы и фракционирования in situ. Основными особенностями REFC- процессов являются (1) наличие устойчивых составов и (2) их сходство с составом продуктов равновесной кристаллизации, (3) зависимость количества циклов REFC, необходимых для достижения устойчивого состава, от коэффициента распределения элемента, и (4) потенциально большое фракционирование между несовместимыми микроэлементами [12]. Базальты промежуточного типа появляются в результате смешения эволюционировавших (глиноземистых) и магнезиальных магм. Заключение, сделанное в работе [13], не противоречит этой гипотезе, а описывают один из циклов REFC. Таким образом, появилась концепция генезиса, при соблюдении определенных условий объединяющая и модели взаимосвязи & фракционирования расплавов, и модели смешения магм.

*Неравномерность пространственного распределения эруптивных центров магмы различного состава.* Центры извержений глиноземистых базальтов стянуты к

северной части ТД и вулкану Плоский Толбачик (ВПТ), магнезиальные базальты извергаются преимущественно в средней части Дола, а их промежуточные разности преобладают в южной. Эта поверхностная картина свидетельствует о латеральных отличиях различных сегментов магматической питающей системы под ТД и ВПТ.

*Структура магматической питающей системы.* ТД – это ПАВ, образовавшееся в голоцене и связанное с глубинным разломом (рифтом), пересекающим ВПТ [1]. Первая модель магматического питания ТД была предложена после БТТИ для разнесенных вдоль рифта эруптивных центров этого извержения [1, 14], она базировалась на гипотезе смещения магматических расплавов и существовании сублатеральных магмоводов, глубины залегания которых оставались дискуссионными. Анализируя закономерности в геологической истории формирования ТД, авторы этой модели также высказали предположение о том, что мощные извержения глубинных Mg-базальтов провоцировали последующие извержения Al-базальтов, залегающих на меньшей глубине. Результаты применения метода микросейсмического зондирования (ММЗ), выполненного на ТД в 2010-2015 гг., подтверждают существование под центральной частью ТД сквозькоровой области магмопроводимости и двух сублатеральных низкоскоростных структур (предположительно – магмоводов): первой – уходящей вдоль рифта на глубине 4-8 км от центральной в южную часть ТД, второй – на глубине 15-25 км по ВПТ. Существование магмосодержащего горизонта на глубине 17-25 км под ВПТ предполагалось ранее по результатам электромагнитных исследований [1]. Результаты геофизических работ согласуются с петрологической моделью REFC [12].

*Наложение ПАВ на стратовулкан Плоский Толбачик.* История вулканизма и петрологические исследования Толбачинского района доказывают, что все происходившие в голоцене извержения, в том числе ТТИ, – это проявления типичного для ПАВ вулканизма трещинного типа, то есть они не являются побочными прорывами ВПТ [6 и др.]. В ходе БТТИ и подготовки ТТИ стратовулкан проявлял повышенную сейсмическую активность, которую связывают с одним или двумя периферическими магматическими очагами под ВПТ [5, 2, 8]. Однако сейсмотомографические исследования (работы Л.И. Гонтовой, И.Ю. Кулакова) не выявили ни подводящего канала, ни очагов под ВПТ. Не проявился малоглубинный очаг и на ММЗ-профиле, проведенном в 2014 г. до вершины ВПТ. Возможно, под воздействием ПАВ очаг под ВПТ уже деградировал, а магматическое питание трещинных извержений на склонах ВПТ осуществляется в ходе эпизодов спорадической активизации ПАВ, природа которых пока не объяснена.

*Временная изменчивость ПАВ.* Толбачинское ПАВ характеризуется временной изменчивостью. Так в голоцене выявлены два периода активности: 10-2 тыс. лет назад и последние 2 тыс. лет [1], различающихся составом изверженных продуктов и конфигурацией зоны активности. Однако изменения отмечены и на значительно меньшем временном интервале. Так, все известные на настоящий момент исторические трещинные извержения ТД предварялись, а в некоторых случаях и сопровождались активизацией ВПТ; однако для трех последних трещинных толбачинских извержений (1941 г., БТТИ, ТТИ) сопутствующая активность ВПТ от извержения к извержению проявлялась все более слабо, что подтверждает предположение о деградации его собственной питающей системы. В работе [12] отмечено, что уникальность пород ТТИ обусловлена ослаблением притока глубинной первичной магмы после БТТИ. Авторы [3] даже определяют ТТИ как новый этап в развитии ТД, в ходе которого достаточно быстро менялся состав мантийных источников магмы, что обусловлено влиянием астеносферного диапира.

## Закключение

Толбачинское ПАВ обладает сложной, динамичной, изменчивой системой магматического питания, которая является суперпозицией субвертикальных и сублатеральных магмопроводящих структур. Характер текущей эволюции ВПТ не свойственен для стратовулканов, подтверждается подчиненная роль ВПТ наложенному ПАВ. Толбачинское ПАВ проявляет ряд особенностей, свидетельствующих в пользу предложенного в [11] классификационного обособления ПАВ от моногенных и полигенных вулканов.

## Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 С.
2. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сеньюков С.Л. Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 1. С. 5–33.
3. Колосков, А.В., Давыдова, М.Ю., Избеков, П.Э. и др. Эволюция состава пород новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012-2013 гг. – мантийный контроль в формате «онлайн» // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 19-39.
4. Озеров, А.Ю., Арискин, А.А., Бармина, Г.С. К проблеме генетических взаимоотношений высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Доклады Академии Наук. 1996. Т. 350. № 1. С. 104-107.
5. Федотов С.А., Уткин И.С., Уткина Л.И. Периферический магматический очаг базальтового вулкана Плоский Толбачик, Камчатка: деятельность, положение и глубина, размеры и их изменения по данным о расходе магм // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 3–20.
6. Флеров Г.Б., Ананьев В.В., Пономарев Г.П. Петрогенезис пород вулканов Острого и Плоского Толбачиков и соотношение вулканических проявлений базальтовой и трахибазальтовой магм на территории Толбачинского Дола (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 15-35.
7. Ariskin, A. A., Barmina, G. S., Ozerov, A. Yu., et al. Genesis of high-alumina basalts from Klyuchevskoi volcano // Petrology. 1995. 3(5). P. 496-521.
8. Belousov A., Belousova M., Edwards B., et al. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // JVGR. 2015. V. 307. P. 22-37.
9. Churikova, T. G., Gordeychik, B. N., Iwamori, H., et al. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 307. P. 156-181.
10. Kersting, A. B., Arculus, R. J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharged, tapped, and fractionated magma chamber (s) in the genesis of high-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from high-MgO basalt // J. Petrol. 1994. 35(1). P. 1-41.
11. Nemeth, K., Kereszturi, G. Monogenetic volcanism: personal views and discussion // International Journal of Earth Sciences. 2015. 104. P.2131-2146.
12. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., et al. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: towards quantitative modeling of subduction-related open magmatic systems // JVGR. 2015. Vol. 307. P. 133-155.
13. Volynets A., Edwards B., Melnikov B., et al. Monitoring of the volcanic rock compositions during the 2012–13 fissure eruption at Tolbachik Volcano, Kamchatka // JVGR. 2015. V. 307. P. 120-133.
14. Volynets O.N., Flerov G.B., Andreev V.N. et al. Geochemical features of the rocks of the Great Tolbachik Fissure Eruption 1975-1976 in relation to petrogenesis // The Great Tolbachik Fissure Eruption: Geological and Geophysical Data. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press. 1983. P. 116-140.

**Частотно-резонансная технология обработки спутниковых снимков:  
о возможности ее применения для мониторинга активности вулканов**  
**С.П. Левашов<sup>1</sup>, Н.А. Якимчук<sup>1</sup>, И.Н. Корчагин<sup>2</sup>, Д.Н. Божжежа<sup>2</sup>, П.П. Фирстов<sup>3</sup>,  
Д.В. Мельников<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев; e-mail:  
slevashov@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт геофизики НАН Украины, Киев,*

<sup>3</sup>*Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая  
геофизическая служба РАН»*

<sup>4</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

Анализируются результаты изучения характера электромагнитного излучения в районах активного вулканизма (Флегрейские поля, Италия; Мауна-Лоа, Гавайские острова; Йеллоустонский супервулкан, США; вулканы Авачинский и Безымянный, полуостров Камчатка, Россия) по методике частотно-резонансной обработки спутниковых снимков. Оперативная обработка спутниковых снимков действующих вулканов позволяет обнаружить аномальные зоны естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), которые могут быть предвестниками извержений. Мониторинг зон высокочастотного излучения может оперативно производиться с помощью дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), что позволяет считать предложенную методику еще одним краткосрочным методом прогноза вулканических извержений.

### **Введение**

Начиная с 2010 г. проводится активная и целенаправленная апробация мобильной поисковой технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ при поисках и разведке рудных и горючих полезных ископаемых в различных регионах мира [1-2]. При дешифрировании спутниковых снимков районов эпицентральных областей землетрясений в Турции, Индонезии и Японии были обнаружены аномальные зоны в естественном импульсном электромагнитном поле Земли (ЕИЭМПЗ) на очень высоких частотах – десятки-сотни мегагерц. В связи с этим, в 2016 г. технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ целенаправленно использовалась для обнаружения и локализации участков высокоинтенсивного электромагнитного излучения в различных сейсмоактивных районах планеты с целью изучения возможности применения разрабатываемой технологии для мониторинга сейсмоопасных территорий и прогноза сильных землетрясений [3-4]. Как показано в этой работе мобильный метод декодирования спутниковых снимков с помощью технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ может быть с успехом применен и для мониторинга активности вулканов.

### **Метод исследований**

Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ является методом «прямых» поисков различных полезных ископаемых [1-2], разработанным на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований [2]. В этом методе выделение полезного сигнала при дешифрировании снимков осуществляется частотно-резонансным способом. Для различных полезных ископаемых (нефть, газ, уран, золото, вода, цинк и т.д.) на их образцах определены характерные для них резонансные частоты, которые используются при дешифрировании данных ДЗЗ. Отличительные особенности метода, а также его потенциальные возможности описаны во многих публикациях и отчетах по выполненным исследованиям [1-4]. Дополнительные сведения об этом мобильном методе, а также примеры его практического применения



для оперативного решения разнообразных поисковых задач можно найти на сайте [http://www.geoprom.com.ua/index.php/ru/].

### Результаты обработки снимков по районам активного вулканизма

На начальном этапе экспериментальных работ решался вопрос о наличии или отсутствии зон высокочастотного электромагнитного излучения на участках расположения активных вулканов. Для частотно-резонансной обработки были подготовлены спутниковые снимки: Флегрейских полей, Италия (рис. 1а); вулкана Мауна-Лоа, Гавайские острова (рис. 1б); Йелоустонского супервулкана, США (рис. 5б).

В результате обработки снимков в пределах вулканических построек были обнаружены и локализованы аномальные зоны с разными максимальными значениями частоты электромагнитного излучения – 75 МГц (рис. 1а), 1300 МГц (рис. 1б) и 700 МГц (рис. 5б).



Рис. 1. Схемы расположения аномальных участков повышенной частоты: а - район вулкана Флегрейских полей, Италия, снимок 14.12.2015 г.; район вулкана Мауна-Лоа, Гавайские острова, снимок 14.12.2015 г.

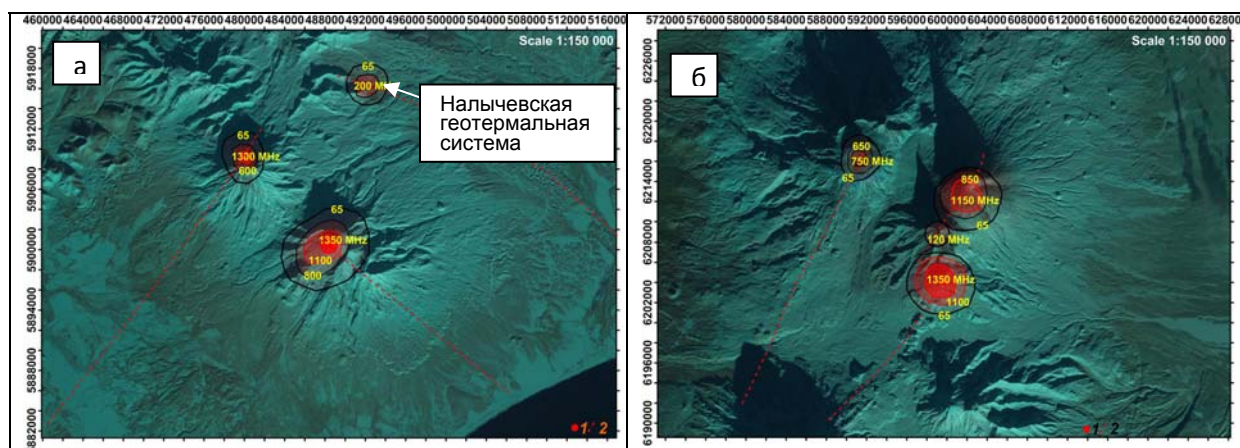


Рис. 2. Схемы расположения аномальных участков повышенной частоты ЕИЭМПЗ: а - район вулкана Авачинский; б – район вулкана Безымянный, полуостров Камчатка. 1 – точки координаты вулканов; 2 – зоны нарушений. Масштаб снимков – 1:150000.

На следующем этапе обрабатывались снимки в масштабе 1:150000 районов расположения вулканов Авачинский (рис. 2а) и Безымянный (рис. 2б) на полуострове Камчатка, Россия. В районах активно действующих вулканов (Корякский, Авачинский, Ключевской, Безымянный) максимальные значения частот ЕИЭМПЗ заключены в пределах 1150 -1350 МГц, в то время как для Налычевской геотермальной системы

$f_{max}=200$  МГц. Для действующего, но не проявляющего в последние века активность вулкана Ушковского  $f_{max}=750$  МГц.

На очередном этапе экспериментов исследовалась динамика ЕИЭМПЗ для Йеллоустонского супервулкана. Для этого были обработаны спутниковые снимки за 13.09.2013 (рис. 3а), 15.08.2015 (рис. 3б) и 12.02.2017 (рис. 3в). Анализ полученных результатов рис. 3 свидетельствует об увеличении максимальной частоты и площади аномальной зоны ЕИЭМПЗ в этом районе со временем. Если в 2013 г.  $f_{max}=100$  МГц, а площадь аномальной зоны составляла  $S \sim 2$  км<sup>2</sup>, то в 2017 г.  $f_{max}=1300$  МГц, а  $S \sim 4$  км<sup>2</sup>. В связи с этим район Йеллоустонского супервулкана заслуживает детального изучения и непрерывного мониторинга, о чем много говорится в мировой прессе.

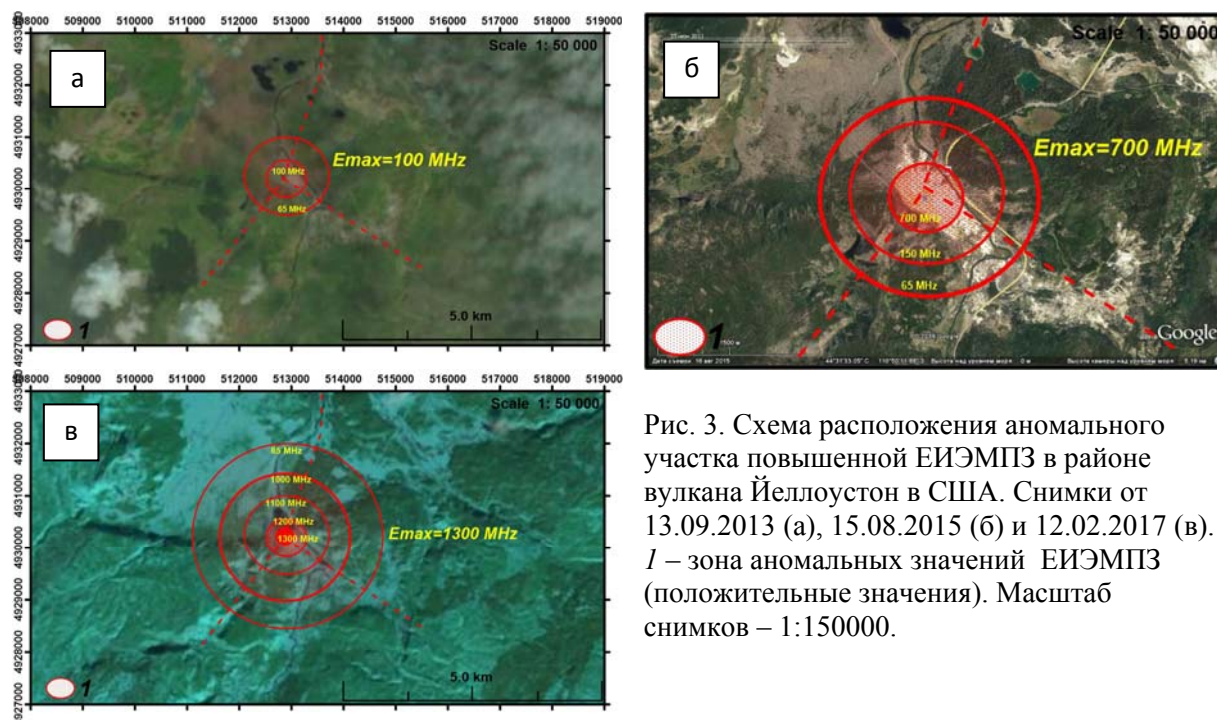


Рис. 3. Схема расположения аномального участка повышенной ЕИЭМПЗ в районе вулкана Йеллоустон в США. Снимки от 13.09.2013 (а), 15.08.2015 (б) и 12.02.2017 (в). 1 – зона аномальных значений ЕИЭМПЗ (положительные значения). Масштаб снимков – 1:150000.

### О дополнительных исследованиях в районах активного вулканизма

Существенный интерес представляет изучение характера изменения параметров электромагнитного излучения во времени над вулканами, извержение которых состоялось относительно недавно, что позволит оценить в первом приближении максимальные значения частоты излучения, при которых происходит извержение. Такого рода исследования над эпицентрами землетрясений проведены в работах [3-4].

С использованием технологии вертикального сканирования геологического разреза целесообразно также выполнить оценки глубин залегания аномальных зон (очагов) электромагнитного излучения в районах активных вулканических комплексов. Отметим при этом, что с использованием технологии вертикального сканирования ранее оценены глубины расположения аномальных зон в районах расположения эпицентров некоторых землетрясений. Так, в районе недавно произошедшего (24.02.2017 г.) землетрясения с магнитудой 4.4 в Новой Зеландии оценка глубины залегания аномальной зоны ЕИЭМПЗ составила 12.3-13.7 км, а по сейсмическим данным 13 км.

Есть основания для предположения, что метод вертикального сканирования разреза может стать тем инструментом, который позволит давать в первом приближении оценку скорости подъема магмы к дневной поверхности в пределах обнаруженных аномальных зон высокочастотного электромагнитного излучения.

## **Заключение**

Отметим, что основная цель проведенных исследований – обратить внимание представителей научного сообщества на накопленные (в огромных объемах) массивы данных ДЗЗ, которые при использовании эффективных методов и технологий их дешифрирования могут быть использованы для оперативного мониторинга за активностью вулканов и сейсмически опасными регионами земного шара. Информация о ДЗЗ, часть которой находится в свободном доступе, может использоваться более активно и целенаправленно для решения многих задач – поисков и разведки рудных полезных ископаемых, скоплений углеводородов и водных ресурсов.

Принципиальным следует считать то, что материальные затраты на использование данных ДЗЗ для мониторинга будут незначительными. Локальные центры оперативной обработки данных ДЗЗ могут быть созданы в рамках уже существующих систем мониторинга (в том числе и глобального аэрокосмического) как за активными вулканами, так и за сейсмически опасными регионами мира.

Полученные результаты свидетельствуют о целесообразности проведения дальнейших исследований в обозначенном направлении – изучении особенностей электромагнитного излучения на участках расположения активных вулканов и эпицентров сильных землетрясений в различных регионах земного шара. Результаты детального изучения характеристических особенностей изменения электромагнитных параметров излучения (максимальной частоты и площади аномальной зоны) во времени могут быть использованы для мониторинга за состоянием активных вулканов и районами подготовки сильных землетрясений.

Технология частотно-резонансной обработки спутниковых снимков предоставляет возможность оперативно обнаруживать и картировать аномальные зоны высокочастотного излучения, за которыми может быть организован мониторинг, в том числе и путем проведения наземных измерений.

Результаты проведенных исследований указывают на целесообразность более активного и целенаправленного использования данных ДЗЗ для оперативного решения задач поисково-разведочного, экологического и мониторингового характера с помощью их обработки частотно-резонансной технологией. На настоящий момент спутниковые снимки на все регионы земного шара накоплены в огромных объемах. Значительное их количество находится в свободном доступе, а апробированная мобильная технология обработки снимков также может найти применение как в задачах мониторинга за активностью вулканов, так и сейсмоактивных территорий с целью прогноза землетрясений.

## **Список литературы**

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22-43.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., и др. Электромагнитное излучение в районах эпицентров землетрясений по предварительным результатам частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ // Геоинформатика. 2016. № 4. С. 49-61.
4. Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. et al. High-frequency electromagnetic emission in the earthquake epicentral areas detected by the remote sensing frequency-resonance data processing // NCGT Journal, 2016. V. 4. No. 3, December 2016. P. 601-614.

**Алгоритм автоматического анализа спутниковых снимков MODIS для мониторинга активности вулканов Камчатки и Курильских островов****Д.В. Мельников, А.Г. Маневич, О.А. Гирина***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: dvm@ksnet.ru*

Методы оперативного мониторинга вулканической активности стремительно развиваются на протяжении последнего десятилетия. Это связано с увеличением количества спутниковых систем дистанционного зондирования Земли (AVHRR, MODIS, VIIRS, Himawari и др.). Рассматриваемый метод основан на анализе энергетической яркости, излучаемой высокотемпературной субпиксельной поверхностью в коротковолновой и тепловой инфракрасной области электромагнитного спектра. В этом направлении хорошую продуктивность продемонстрировали данные инструмента MODIS, установленного на борту ИСЗ Тегга и Aqua, находящихся на орбите с 1999 и 2002 гг., соответственно. В Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в 2015 г. установлена приёмная станция УниСкан-36 (Сканэкс), которая позволяет производить приём и обработку спутниковых данных MODIS (от 4 до 8 снимков в сутки) в режиме реального времени. Авторами реализован алгоритм автоматической обработки снимков MODIS для обнаружения и количественной оценки термальных аномалий на действующих вулканах Камчатки и Курильских островов.

**Метод исследований**

Важным аспектом осуществления оперативного мониторинга вулканической активности является задача автоматического определения тепловых аномалий. Существуют различные методы решения этой задачи. Одним из них является алгоритм глобального мониторинга вулканической активности - MODVOLC [3, 5, 6]. Он основан на поиске высокотемпературных аномалий в 22 (3,95 мкм) или 21 (3,95 мкм) и 32 (12 мкм) каналах MODIS. Производится нормирование значений энергетической яркости каждого пикселя для указанных каналов [5-6]. Нормализованный тепловой индекс (НТИ) определяется как:

$$\text{НТИ} = (\text{канал 22} - \text{канал 32}) / (\text{канал 22} + \text{канал 32}) \quad (1)$$

Пороговое значение НТИ (-0,80) используется для определения аномально горячих пикселей, т.е. НТИ, превышающий пороговое значение, определяется как «горячая точка». Как правило, для НТИ выше порогового значения характерны высокотемпературные проявления открытых вулканических систем – лавовые потоки, стромболианская активность, свежие экструзии.

Пример соотношения значений НТИ и температуры пикселей показан на рис. 1. Выше порогового значения -0,8 находятся четыре «горячих точки», соответствующих высокотемпературному лавовому потоку (пример дан для извержения Ключевского вулкана 25.09.2016).

В ИВиС ДВО РАН осуществляется приём и обработка данных MODIS в режиме реального времени с использованием наземной спутниковой станции Унискан-36 (Сканэкс). Для этих данных авторами реализован алгоритм автоматического определения НТИ для вулканов Камчатки и Курильских островов. Результаты анализа спутниковых снимков готовы через 20-30 минут после прохождения орбиты (приём исходных данных, первичная автоматическая обработка, тематический анализ, определение НТИ). Кроме этого, представленный алгоритм позволяет определять мощность вулканического излучения (VRP – Volcanic Radiative Power).



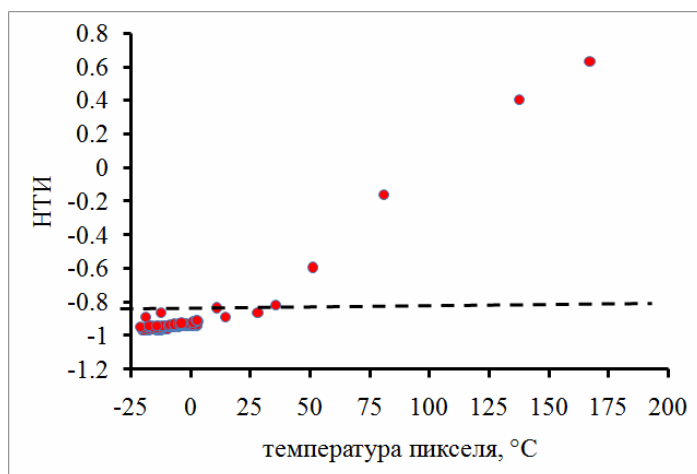


Рис. 1. Отношение нормализованного теплового индекса к температуре (°C) пикселя по 21 каналу MODIS. Пунктирной линией показана граница порогового значения НТИ -0,8

Для высокотемпературных пикселей (с пороговым значением НТИ > -0,8) определяется тепловой поток согласно методу [4]:

$$VRP=18,9 \times A_{pix} \times (L_{4alert} - L_{4bk}) \quad (2)$$

где  $A_{pix}$  – площадь пикселя, 1,89 постоянная,  $L_{4alert}$  энергетическая яркость в спектральном диапазоне 4 мкм (3,95 мкм для данных MODIS) высокотемпературного пикселя с НТИ > -0,8,  $L_{4bk}$  энергетическая яркость для пикселя с фоновым значением. Согласно [4], интегрированное значение температур для формулы (2) составляет 600-1500 °K. Соответственно, VRP не всегда коррелируется с тепловой энергией, излучаемым всей поверхностью активного лавового потока, но соответствует меньшим по площади более горячим и свежим порциям лавы.

## Результаты

Приведем результаты автоматической обработки спутниковых данных с помощью описанного алгоритма в 2016 г.

*Ключевской вулкан.* Применение алгоритма позволило отметить в апреле 2016 г. начало стромболианской фазы извержения в кратере вулкана (с 3 по 23 апреля). Для этого периода характерна средняя мощность излучения 30-50 МВт. По спутниковым снимкам 24-27 апреля было зафиксировано резкое увеличение мощности излучения до 500 МВт (рис. 2), как известно, 23 апреля произошел прорыв в привершинной части Апахончичского желоба на восточном склоне вулкана и излияние из него лавы. Интенсивность излияния лавовых потоков начала расти с июня, достигнув максимальных значений мощности излучения в 1500-1800 МВт в июле-сентябре.

На основе установленных значений VRP согласно эмпирической модели [1-2] можно определить объем изверженной лавы. При точности модели  $\pm 50\%$ , общий объем лавы извержения вулкана Ключевской в 2016 г. составил  $\sim 0,067 \text{ км}^3$  при среднем расходе лавы 2-6  $\text{м}^3/\text{с}$  (рис. 3).

*Вулкан Безымянный.* В ноябре – начале декабря 2016 г. на вершине лавового купола, вероятно, происходило выжимание экструзивного блока. В декабре 2016 г. было зафиксировано усиление активности вулкана. По данным радиолокационного спутника SENTINEL-1, экструзия появилась в период между 14.11.2016 и 15.12.2016. Диаметр экструзивного тела составлял  $\sim 100 \text{ м}$ , однако, по данным MODIS, на его поверхности не было зафиксировано интенсивной термальной аномалии. В период с 12 по 20 декабря из кратера произошло выжимание лавового потока на западный склон купола вулкана. При этом экструзивный блок, по спутниковым данным от 01.01.2017.

остался неразрушенным. Согласно описанному выше алгоритму, объём выжатой лавы за этот промежуток времени составил  $\sim 0,00046 \text{ км}^3 \pm 50\%$  (рис. 4 а).

*Вулкан Шивелуч.* В 2016 г. происходило выжимание экструзивных тел на лавовом куполе вулкана, сопровождавшееся обрушением раскалённых лавин. Точность оценки поступившего на поверхность объёма свежего лавового материала затруднена в связи с неравномерностью экструзивно-эффузивного процесса (рис. 4 б). Интересное событие было зафиксировано 20 мая в 10:09 UTC. В районе лавового купола вулкана было отмечено 6 высокотемпературных пикселей аномалии с суммарной мощностью 420 МВт. Однако по визуальным или спутниковым данным в этот момент не наблюдалось эксплозивных событий. Вероятно, в этот момент происходило выжимание свежей маловязкой экструзии. Мгновенный расход лавы для этого события составил  $\sim 20 \text{ м}^3/\text{с}$ .

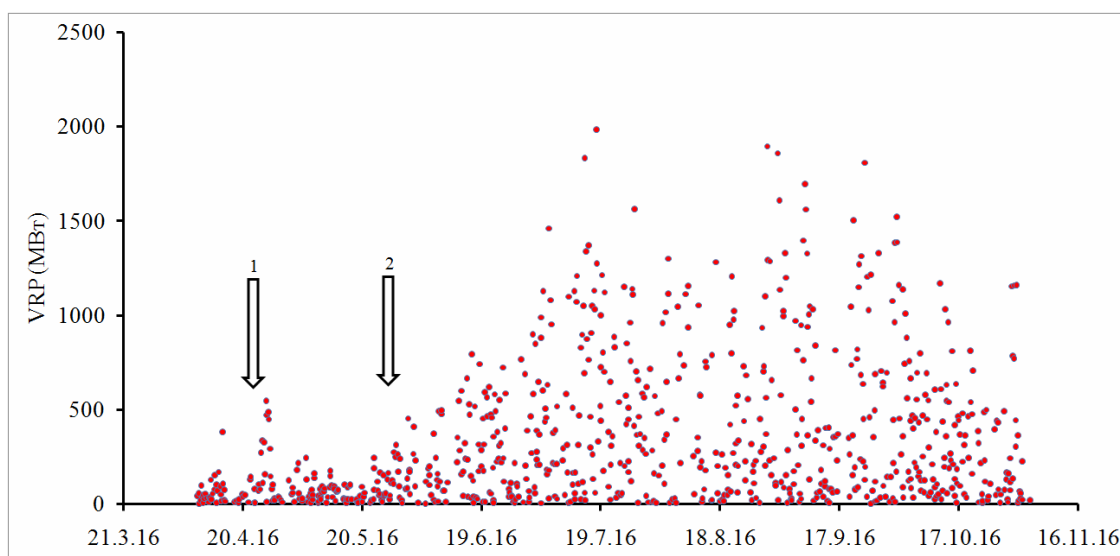


Рис. 2. Мощность излучения извержения вулкана Ключевской в 2016 г., по спутниковым данным MODIS. Стрелками отмечено: 1 – прорыв в привершинной части Апакончичского желоба; 2 – начало роста интенсивности излияния лавовых потоков.

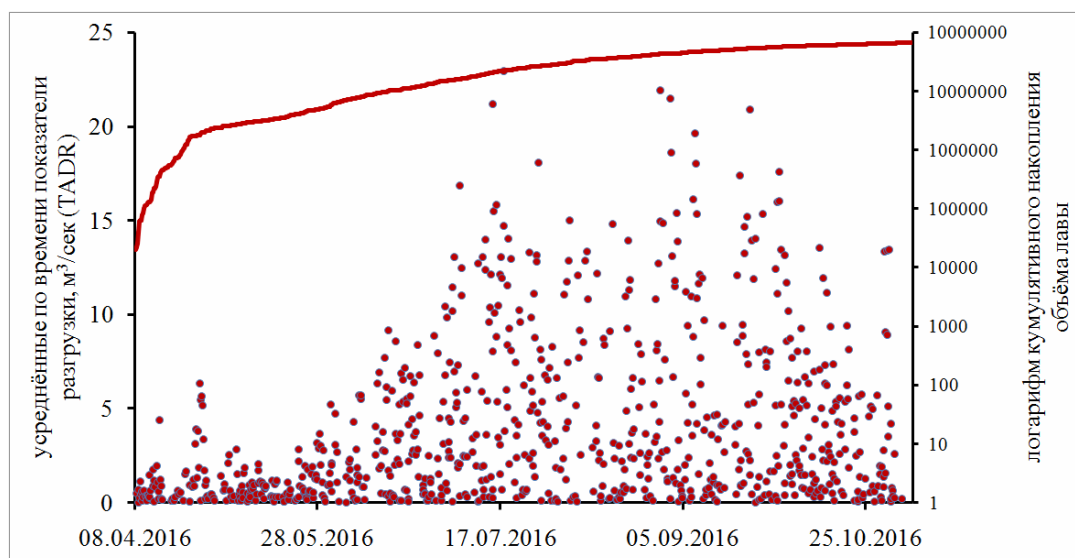


Рис. 3. Усреднённые по времени показатели расхода лавы извержения вулкана Ключевской в 2016 г. Линией показан логарифм кумулятивного накопления объёма лавы.



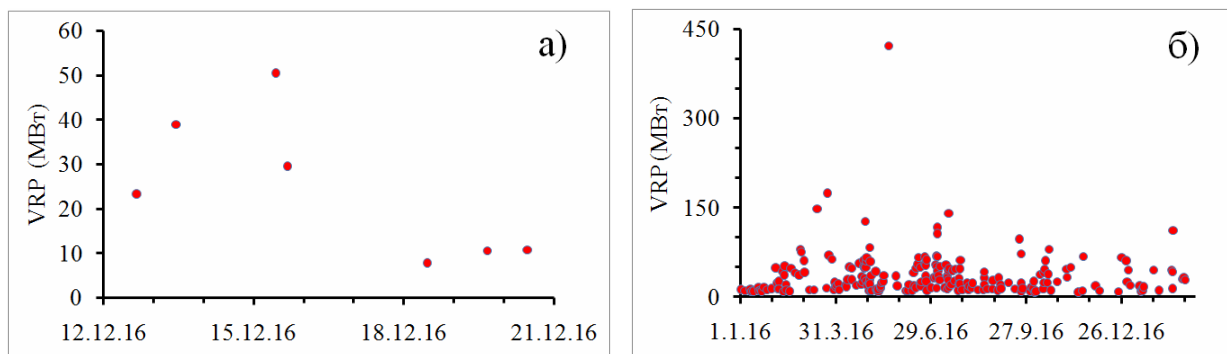


Рис. 4. Мощность теплового излучения активности вулканов Безымянный (а) и Шивелуч (б) в 2016 г. по спутниковым данным MODIS.

### Выводы

Реализованный алгоритм позволяет в оперативном режиме близком к реальному времени анализировать активность вулканов Камчатки и Курильских островов. С помощью этого метода появилась возможность оценивать тепловую эмиссию вулканов, а также расход и объём эффузивно-экструзивного материала, поступающего на поверхность земли.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (№ 16-17-00042).

### Список литературы

1. Coppola D., Laiolo M., Cigolini C. et al. Enhanced volcanic hot-spot detection using MODIS IR data: results from the MIROVA system// Geological Society. London. Special Publications. 2016. Vol. 426. Issue 1. P. 181-205. doi: 10.1144/SP426.5
2. Coppola D., Laiolo M., Piscopo D., Cigolini C. Rheological control on the radiant density of active lava flows and domes// Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Vol. 249. P. 39-48. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.09.005.
3. Flynn, LP, Wright, R, Garbeil, H, et al. A global thermal alert using MODIS: initial results from 2000-2001// Advances in Environmental Monitoring and Modeling. 2002. Vol. 1. P. 5-36.
4. Wooster M.J., Zhukov B., Oertel D. Fire radiative energy for quantitative study of biomass burning: derivation from the BIRD experimental satellite and comparison to MODIS fire products// Remote Sensing of Environment. 2003. Vol. 86. Issue 1. P. 83-107. doi: 10.1016/S0034-4257(03)00070-1
5. Wright, R., Flynn, LP, Garbeil, H, et al. Automated volcanic eruption detection using MODIS// Remote Sensing of Environment. 2002. Vol. 82. P. 135-155.
6. Wright, R., Flynn, LP, Garbeil, H, et al. MODVOLC: near-real-time thermal monitoring of global volcanism// Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. Vol. 135. P. 29-49.

**Петромагнитные характеристики плейстоценовых пеплов разреза Половинка, Центральная Камчатская депрессия, Камчатка**

**А.Н. Наумов<sup>1</sup>, С.С. Бурнатный<sup>1</sup>, П.С. Минюк<sup>1</sup>, А.Г. Зубов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, e-mail: naumov240395@gmail.com

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,

Приведены результаты петрофизических характеристик плейстоценовых пеплов разреза Половинка (Камчатка, Центральная Камчатская депрессия). Определены магнитные свойства, точки Кюри магнитных минералов, доменная структура.

*Объект исследований.* Разрез Половинка расположен в правом борту реки Камчатка в 20 км ниже по течению п. Кирганик Мильковского района Камчатского края (158° 55,670' в.д., 54° 54,654' с.ш.). Представляет собой крутой обрыв высотой около 80 м. В разрезе изучено 5 толщ (снизу-вверх), названия которых заимствованы из работы [1].

1. Толща синих глин (ТСГ). Представлена сизовато-серыми ленточными горизонтально слоистыми глинами в нижней части и неслоистыми глинами в верхней части толщи. В толще отмечены прослои песка и белёсого пепла (до 5 см), а также мелкая галька. Генезис толщи озёрный. Мощность составляет ~ 4,0 м.

2. Аллювиальная толща (АТ). Представлена косослоистыми песками зеленовато-серого цвета, с прослоями галечника и гравийника и редкими линзами супесей и суглинков. Местами толща сильно окислена, имеет бурый цвет с корками гидроокислов железа. В нижней части толщи отмечены включения стволов деревьев, скопления веток. Мощность толщи 24 м.

3. Мореноподобная толща (МТ). Представлена галечниками, преимущественно с мелкой галькой с супесчано-глинистым заполнителем. Толща косослоистая, слоистость крупная, материал внутри косых серий не сортирован, встречаются валуны. В нижней части толщи отмечены инородные блоки галечников, песков. Блоки облекаются слоями песчано-глинистого материала, указывающие на течение во время накопления толщи. Переход между 2-й и 3-й толщей постепенный. Местами на толще залегают косослоистые пески и галечники, часто ожелезнённые до рыжеватого цвета. Мощность толщи не постоянна, в исследованной части разреза составляет ~18 м.

4. Озёрно-аллювиальная толща (ОАТ). Переслаивание прослоев сизовато-серых глин, суглинков и бурых галечников, песков. В 40 см от кровли прослой пепла (5 см) с псевдоморфозой по жильному льду, проникающей на 30 см в нижележащие слои. Толща водного генезиса. Мощность 2,7 м.

5. Покровная полигенетическая толща (ППТ). Исследована в 6 расчистках. Толща неоднородная по составу и строению. Сложена преимущественно серыми, оливково-серыми супесями и тонкозернистыми глинистыми песками, чередование которых придает горизонтальную слоистость, особенно ясно выраженную в нижней части (5 м) толщи. В толще отмечены остатки разложившейся органики бурого цвета, характерно сильное ожелезнение, распространённое локально и по слоистости. В средней части выявлен слой гумусированной супеси, мощностью 2,5 м. В нижней части слоя цвет осадков тёмно-серый, который становится более светлым к кровле. В слое выявлены линзы органики (торфа, веток) тёмно-коричневого цвета, опробованные на радиоуглеродное датирование. Для покровной толщи характерны многочисленные

криогенные нарушения, в виде псевдоморфоз по ледяным жилам (рис. 1Б, В). Мощность толщи около 35 м.

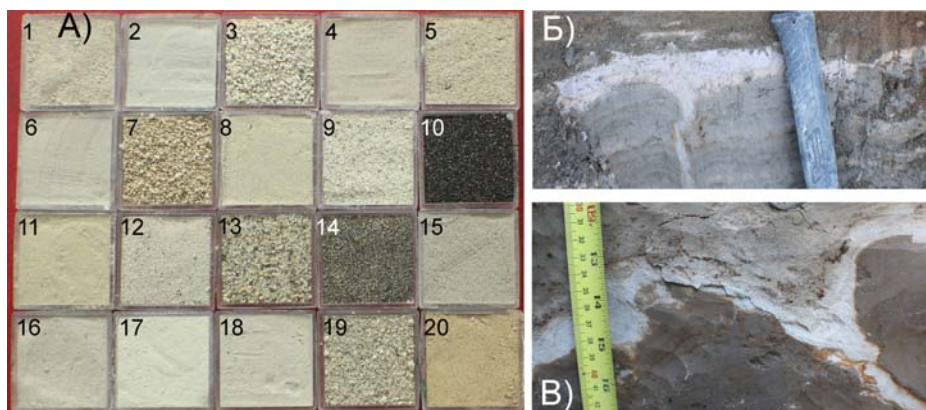


Рис. 1. Пеплы разреза Половинка в контейнерах с ребром 2 см (А), псевдоморфозы по ледяным жилам, выполненные пеплом (Б, В).

В толще отмечены прослои пеплов различного состава и зернистости (рис. 1А). В большинстве случаев прослои не выдержаны по простиранию, залегают линзообразно и в виде карманов различной мощности (до 15–20 см). Наиболее заметным в разрезе является пепел 12, который по всему обнажению разорван мерзлотными процессами. Многочисленные линзы пеплов до нескольких мм встречаются по всей толще. Пепел 13 и 19, отобранные в разных частях обнажения, являются, видимо, одновозрастными.

*Методика исследований.* Измерения магнитной восприимчивости ( $M_B$ ,  $\chi$ ) и исследование её при высоких температурах проведены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS-3 (AGICO Ltd.). Скорость нагрева и остывания составляла около 12–13°C/мин, максимальная температура нагрева – 700°C, Прогрев выполнен в воздушной и аргоновой средах. Гистерезисные параметры, включая остаточную намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), намагниченность насыщения ( $J_s$ ), индуктивную намагниченность ( $J_i$ ), коэрцитивную силу ( $B_c$ ), остаточную коэрцитивную силу ( $B_{cr}$ ), измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter [Буров и др., 1986]. Максимальная индукция поля составляла 500 мТл. Термокаппаметрия позволяет определить температуры Кюри магнитных минералов, гистерезисные характеристики – доменное состояние магнитных частиц.

*Результаты исследований.* Магнитные характеристики пеплов приведены в табл. 1. Слабомагнитными являются пеплы 16 и 18,  $M_B$  которых составляет 0,6 м<sup>3</sup>/кг, 10<sup>-6</sup>. Эти пеплы отобраны под покровной толщей. Пепел 16 залегает внутри почвенно-растительного слоя в расчистке 5, пепел 18 находится в озёрно-аллювиальной толще (рис. 1Б). Отношения гистерезисных характеристик  $J_{rs}/J_s$  и  $B_{cr}/B_c$  вынесены на диаграмму Дея [2], что позволило оценить доменное состояние магнитных минералов. Практически все пеплы расположены в области или вблизи области многодоменных частиц (рис. 2). Пеплы 10, 18 и 6 попадают в область псевдооднодоменных частиц и имеют максимальные значения коэрцитивной силы (табл. 1). Пеплы 3 и 9 характеризуются минимальными отношениями  $J_{rs}/J_s$  и  $B_{cr}/B_c$ .

Пеплы отличаются по набору магнитных минералов, определённых термокаппаметрией. Анализировались кривые  $k(T)$  нагрева и остывания (рис. 3).

Пеплы 6, 10, 11 и 18 магнетитовые ( $T_c = 590–600^\circ\text{C}$ ). Магнетит присутствует и в других пеплах, однако, судя по кривым  $k(T)$ , в незначительном количестве. Основными магнитными минералами являются титаномагнетиты. Выделяется, как правило, несколько фаз с разными температурами Кюри. Устойчивые титаномагнетиты с очень низкими точками Кюри (80–105°C) установлены в пеплах 1, 2, 5, 9, 12 (рис. 3). Фазы титаномагнетитов с высокими температурами Кюри отличаются по устойчивости к

нагревам. Судя по кривым  $k(T)$  остывания, среди двух фаз, фаза с большей точкой Кюри не устойчива к нагреву в аргоновой среде. На кривых остывания она исчезает, в то время как более отчётливо проявляется фаза с более низкой точкой Кюри. Предполагается, что в аргоновой среде происходит восстановление окисленных титаномагнетитов. Кривые остывания лежат выше кривых нагрева (образовался более магнитный минерал). Обратный результат получен при нагреве пеплов в воздушной среде (детально исследован пепел 14). Кривые остывания лежат ниже кривых нагрева, а точки Кюри фаз на кривых остывания сдвигаются к более высоким температурам и сохраняются при нагревах второго и третьего циклов (рис. 3). В процессе нагрева в воздушной среде происходит окисление магнитных минералов с образованием менее магнитных фаз.

**Таблица 1. Петромагнитные характеристики пеплов**

| Пепел | Толща – № расчистки<br>–глубина, м | $B_c$ ,<br>мТл | $B_{cr}$ ,<br>мТл | $J_s$ ,<br>Ам <sup>2</sup> /кг | $J_{rs}$ ,<br>Ам <sup>2</sup> /кг | $J_{rs}/J_s$ | $B_{cr}/B_c$ | $\chi$ ,<br>м <sup>3</sup> /кг, 10 <sup>-6</sup> |
|-------|------------------------------------|----------------|-------------------|--------------------------------|-----------------------------------|--------------|--------------|--------------------------------------------------|
| 1     | ППТ – 1 – 3,7                      | 4,39           | 26,83             | 0,78                           | 0,04                              | 0,05         | 6,11         | 6,912                                            |
| 2     | ППТ – 2 – 1,5                      | 5,64           | 25,28             | 0,61                           | 0,05                              | 0,08         | 4,48         | 5,047                                            |
| 3     | ППТ – 3 – 2,2                      | 1,33           | 16,19             | 0,77                           | 0,01                              | 0,01         | 12,16        | 6,691                                            |
| 4     | ППТ – 3 – 4,8                      | 8,68           | 44,23             | 0,12                           | 0,01                              | 0,10         | 5,10         | 0,966                                            |
| 5     | ППТ – 3 – 5,4                      | 2,55           | 24,99             | 0,26                           | 0,01                              | 0,04         | 9,82         | 2,751                                            |
| 6     | ППТ – 3 – 5,6                      | 14,07          | 35,72             | 0,09                           | 0,02                              | 0,18         | 2,54         | 0,836                                            |
| 7     | ППТ – 3 – 10,2                     | 2,30           | 17,16             | 0,81                           | 0,03                              | 0,03         | 7,47         | 8,481                                            |
| 8     | ППТ – 3 – 11,0                     | 4,53           | 28,08             | 0,18                           | 0,01                              | 0,04         | 6,20         | 1,296                                            |
| 9     | ППТ – 3 – 12,1                     | 1,17           | 14,63             | 1,31                           | 0,02                              | 0,01         | 12,51        | 12,61                                            |
| 10    | ППТ – 5 – 15,4                     | 34,80          | 80,68             | 0,99                           | 0,31                              | 0,31         | 2,32         | 8,683                                            |
| 11    | ППТ – 5 – 15,7                     | 8,76           | 41,23             | 0,29                           | 0,02                              | 0,07         | 4,71         | 2,035                                            |
| 12    | ППТ – 5 – 20,5                     | 3,94           | 33,83             | 0,19                           | 0,01                              | 0,05         | 8,59         | 2,003                                            |
| 13    | ППТ – 4 – 23,0                     | 2,77           | 27,42             | 0,77                           | 0,03                              | 0,03         | 9,88         | 13,36                                            |
| 14    | ППТ – 4 – 24,9                     | 3,37           | 27,58             | 1,42                           | 0,06                              | 0,04         | 8,20         | 14,76                                            |
| 15    | ППТ – 4 – 25,1                     | 6,13           | 36,74             | 0,45                           | 0,04                              | 0,08         | 5,99         | 4,307                                            |
| 16    | ППТ – 5 – 29,5                     | 6,77           | 48,62             | 0,06                           | 0,004                             | 0,07         | 7,18         | 0,593                                            |
| 17    | ТСГ                                | 6,01           | 33,67             | 0,10                           | 0,01                              | 0,08         | 5,60         | 1,011                                            |
| 18    | ОАТ – 6                            | 16,10          | 46,49             | 0,08                           | 0,01                              | 0,18         | 2,89         | 0,679                                            |
| 19    | ППТ – 6                            | 3,18           | 28,53             | 0,64                           | 0,02                              | 0,03         | 8,96         | 4,384                                            |
| 20    | ППТ – 6                            | 6,51           | 33,46             | 0,51                           | 0,04                              | 0,07         | 5,14         | 5,479                                            |

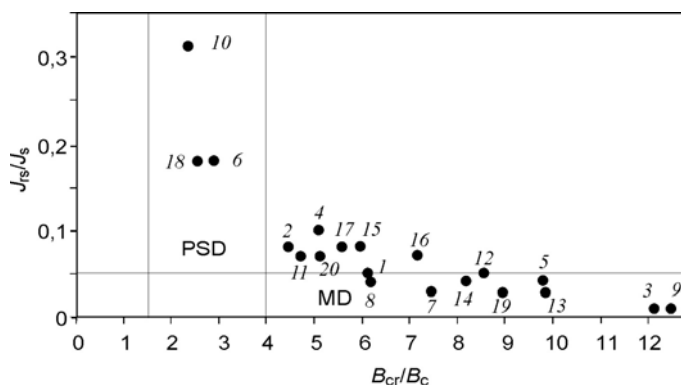


Рис. 2. Диаграмма Дея. MD (PSD) – многодоменные (псевдооднодоменные) частицы. Цифрами обозначены пеплы

Результаты исследования магнитной восприимчивости в полях от 2 до 700 А/м выявили, что МВ большинства образцов возрастает с увеличением магнитного поля.

В поле 700 А/м её величина превышает на 5–17% первоначальную. Рост магнитной восприимчивости с увеличением поля в горных породах типичен для

титаномагнетитов [3] и не характерен для магнетитов. Установлено, что магнитная восприимчивость не возрастает при увеличении поля для пеплов 6, 10, 11, 18, магнитные минералы которых представлены преимущественно магнетитами (рис. 3).

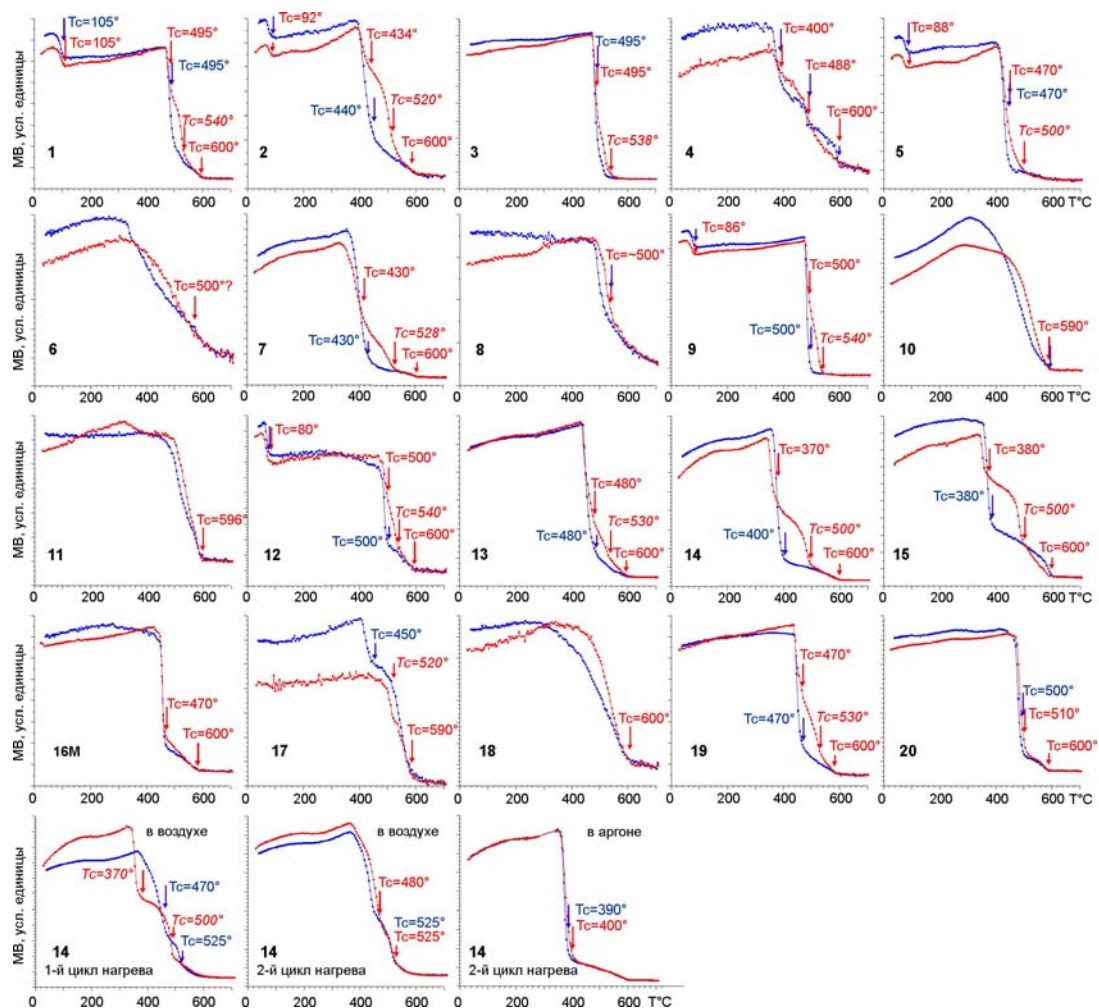


Рис. 3. Кривые термокаппаметрии пеплов. Красным (синим) цветом обозначены кривые нагрева (остывания), курсивом – неустойчивые к нагреву магнитные фазы, жирным шрифтом – номера пеплов

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 15-05-06420, ДВО РАН 15-I-2-067.

### Список литературы

1. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 228 с.
2. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: изд-во КГУ, 1986. 167 с.
3. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. P. 260–267.
4. Hrouda F., Chlupacova M., Mrazova S. Low-field variation of magnetic susceptibility as a tool for magnetic mineralogy of rocks // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2006. V. 154. P. 323–336.



## **К вопросу о механизмах базальтового-андезибазальтового и андезитового-дацитового типов извержений**

**А.Ю. Озеров**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

*e-mail: [ozеров@ozеров.ru](mailto:ozеров@ozеров.ru)*

На основании систематизации и анализа вулканологических, петрологических и экспериментальных данных установлено, что разнообразие извержений, наблюдаемых на Камчатке, обусловлено двумя принципиально разными эруптивными моделями: газогидродинамической – для жидких базальт-андезибазальтовых магм и вязкоупругодинамической – для малоподвижных андезитовых-дацитовых магм.

### **Введение**

В настоящее время механизмы подготовки и реализации извержений являются самой малоизученной частью магматического процесса как в России, так и за рубежом. Не определены различия между механизмами базальтового-андезибазальтового и андезитового-дацитового типов извержений. Не выявлены отличия в природе возникновения разных типов вулканических землетрясений. Остается дискуссионным вопрос о причинах перехода магматических расплавов во взрывообразное состояние. Это связано с тем, что ни в физике, ни в физической вулканологии не описаны аналоги подобных процессов. Поэтому реальные модели подготовки и реализации извержений до сих пор не разработаны.

Предлагаемое исследование обобщает значительный массив вулканологических, сейсмологических, петрологических и экспериментальных данных. Впервые представлена концептуальная систематизация этих материалов и показана целесообразность развития нового научного направления, ориентированного на всестороннее моделирование процессов извержений.

Цель исследований – определение главных физических процессов, обеспечивающих извержения вулканов базальтового-андезибазальтового и андезитового-дацитового типов.

Основные методы – комплексное изучение магматических пород и динамических параметров извержений, экспериментальное газогидродинамическое моделирование процесса движения жидких базальтовых и андезибазальтовых магм, теоретическое моделирование движения вязких андезитовых и дацитовых магм, сопоставление полученных данных с информацией по реальным вулканическим процессам.

Объекты моделирования – динамические процессы, происходящие в магматической колонне при подъеме расплава по подводящему каналу вулкана, а также эксплозивные эффекты извержений в кратере вулкана.

### **Особенности базальтового-андезибазальтового и андезитового-дацитового типов извержений**

Камчатка является наиболее подходящим регионом для проведения настоящих исследований, поскольку здесь наблюдается самая высокая концентрация активных вулканов на нашей планете. Среди них суперактивные вулканы, извергающиеся практически ежегодно: Ключевской, Шивелуч, Безымянный и Карымский. Другие вулканы извергаются реже: Толбачинский, Кизимен, Жупановский, Авачинский, Корякский, Горелый, Мутновский и Ксудач.

Химический состав изверженных пород изменяется в широких пределах. На рисунке приведен общекамчатский петрохимический тренд вулканических пород,



построенный с использованием базы данных GEOROC. Представлены вариации содержания MgO в зависимости от содержания SiO<sub>2</sub> – желтые кружки. Тренд начинается в поле высокомагнезиальных базальтов (MgO 14–10 мас.%), проходит через андезибазальты, андезиты, дациты и заканчивается в поле ультракислых риолитов (MgO 0 мас.%).

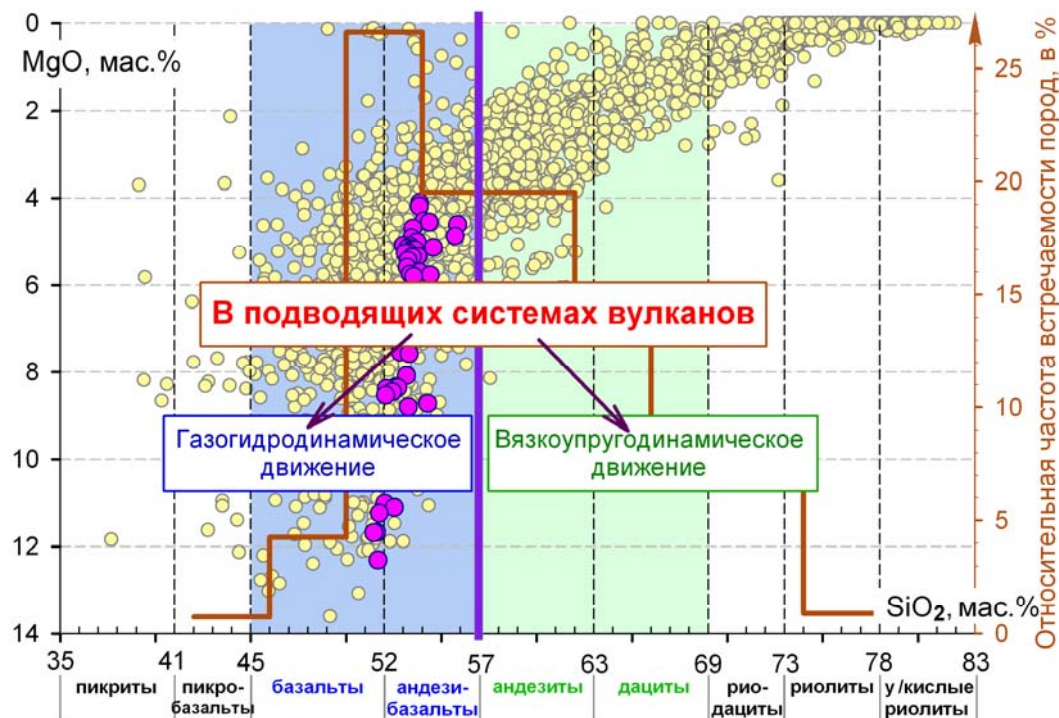


Рисунок. Общекамчатский петрохимический тренд вулканических пород. Вариации содержания MgO в зависимости от содержания SiO<sub>2</sub> (желтые кружки) и распределение четвертичных лав Камчатки (коричневая линия) с различным содержанием SiO<sub>2</sub>. Породы Ключевского вулкана показаны лиловыми кружками.

Распространенность пород в пределах общекамчатского тренда различна. Коричневая линия – гистограмма распределения четвертичных лав Камчатки с различным содержанием SiO<sub>2</sub>, по данным О.Н. Волынца и А.В. Колоскова [1]. Гистограмма показывает, что максимальное развитие имеют базальты и андезибазальты, затем по распространенности следуют андезиты и дациты. Лиловыми кружками показан базальтовый-андезибазальтовый тренд серии пород Ключевского вулкана, левее располагаются базальты Толбачика. Породы вулканов Шивелуча, Безымянного, Кизимена, Карымского, Жупановского попадают в поле андезитов и дацитов. Состав пород определяет их внешний облик: темно-серый до черного цвет характерен для базальтов-андезибазальтов, светло-серый цвет – для андезитов-дацитов.

Извержения рассматриваемых вулканов существенно различаются по своему характеру. При извержениях на базальтовых-андезибазальтовых вулканах изливаются лавовые потоки, они текут со скоростью 0,3–0,5 км/ч. В процессе извержений на андезитовых-дацитовых вулканах образуются пирокластические потоки, движущиеся с огромной скоростью 30–50 км/ч. Разница в скорости движения лавовых и пирокластических потоков достигает двух порядков значения.

Сопоставление рассматриваемых типов вулканов показывает значительные морфологические различия в строении их конусов. На вершинах базальтовых-андезибазальтовых вулканов Плоский Толбачик и Ключевской имеются глубокие полукилометровые кратеры, образовавшиеся в результате оттока жидкой магмы. На вершинах

андезитовых-дацитовых вулканов Безымянный и Шивелуч – высокие, достигающие полукилометровой высоты экструзивные купола, состоящие из вязкой выжатой лавы.

Представленные различия в морфологии вулканов, в характере извержений и в типах слагающих их пород обусловлены особенностями строения питающих систем вулканов. В работе [6] представлена блок-диаграмма глубинного строения вулканов Ключевской и Безымянный. Согласно этим данным на Ключевском вулкане происходит прямой транспорт жидких высокоподвижных расплавов из верхней мантии к поверхности, тогда как магмы вулкана Безымянный, по мере подъема, задерживаются в промежуточном очаге. При этом изменяется их состав, падает температура, в результате чего к поверхности подходят вязкие малоподвижные расплавы.

В таблице приведены вязкостные характеристики извергаемых магматических расплавов разных вулканов в сопоставлении с хорошо известными веществами – водой, глицерином и вязкостью ледников. Хорошо видно, что самые жидкие базальтовые-андезибазальтовые магмы Ключевского вулкана ( $10^2$  пуаз) всего в 10 раз отличаются по вязкости от глицерина ( $10^1$  пуаз), а вязкие андезитовые-дацитовые магмы Безымянного вулкана ( $10^9$  пуаз) всего в 10 раз отличаются по вязкости от текущих ледников ( $10^{10}$  пуаз). Представленные данные демонстрируют, что в одном случае мы имеем дело с реальной жидкостью, а в другом – фактически с твердым телом.

**Таблица. Эффективная вязкость (в пуазах) базальтовых-андезибазальтовых и андезитовых-дацитовых магм в сопоставлении с жидкостями и ледниками**

|                                 |                          |                                       |
|---------------------------------|--------------------------|---------------------------------------|
| Андезитовые и дацитовые         | <b>Ледники</b>           | <b><math>10^{10} - 10^{16}</math></b> |
|                                 | <b>Шивелуч</b>           | <b><math>10^9 - 10^{10}</math></b>    |
|                                 | <b>Безымянный</b>        | <b><math>10^7 - 10^9</math></b>       |
|                                 | <b>Карымский</b>         | <b><math>10^6 - 10^7</math></b>       |
| Базальтовые и андезибазальтовые | <b>Толбачик Северный</b> | <b><math>10^4 - 10^5</math></b>       |
|                                 | <b>Ключевской</b>        | <b><math>10^2 - 10^4</math></b>       |
|                                 | <b>Толбачик Южный</b>    | <b><math>10^2 - 10^3</math></b>       |
|                                 | <b>Глицерин</b>          | <b><math>10^1</math></b>              |
|                                 | <b>Вода</b>              | <b><math>10^{-2}</math></b>           |

### **Газогидродинамическая и вязкоупругодинамическая модели извержений**

Из приведенных сведений следует, что механизмы подготовки и реализации базальтовых-андезибазальтовых и андезитовых-дацитовых извержений должны быть разными. Для понимания механизмов вулканических явлений проводится широкий комплекс исследований, важной составной частью которого является создание двух самостоятельных экспериментальных установок физического моделирования, соответственно для базальтового-андезибазальтового и для андезитового-дацитового типов извержений.

Базальтовые-андезибазальтовые извержения (вулканы Ключевской, Толбачинский, Корякский и Горелый) продуцируются магмами низкой вязкости. Такая вязкость дает возможность газовым пузырям подниматься значительно быстрее, чем магматический расплав, в котором они находятся. Газовая фаза формирует свои собственные структуры, которые взрывообразно реализуются на поверхности [2, 8]. Для исследования этих процессов нами создан крупногабаритный лабораторный Комплекс Аппаратуры Моделирования Базальтовых Извержений – КАМБИ [3–5]. В результате экспериментов показано, что базальтовый-андезибазальтовый тип извержений определяется законами газовой гидродинамики в вертикальных колоннах. Для изучения законов движения двухфазных магматических расплавов предлагается создать второе поколение установки КАМБИ, эксперименты на которой будут направлены на проведение параметрических исследований.

Другой тип извержений – андезитовый-дацитовый, проявляется на вулканах Шивелуч, Безымянный, Карымский, Кизимен, Жупановский, Авачинский и

Мутновский. Эти извержения генерируются вязкими и высоковязкими магмами. Выделившиеся из расплава пузыри газа находятся в запечатанном состоянии, они не имеют возможности самостоятельно двигаться и образовывать свои собственные крупные газовые структуры, как в базальтовых-андезиобазальтовых магмах. Андезитовые и дацитовые расплавы движутся за счет мощнейших сил выдавливания. Этот тип извержений определяется законами вязкоупругого движения [7], ведущая роль принадлежит силам трения, возникающим между расплавом и стенками подводящего канала, что создает условия для накопления упругой энергии в магматической колонне и последующей ее взрывной реализации. Для моделирования этого типа извержений необходимо создать самостоятельную экспериментальную установку – лабораторный аналог андезитового-дацитового вулкана.

### **Заключение**

1. Установлено, что разнообразие извержений вулканов Камчатки обусловлено двумя принципиально разными эруптивными моделями: газогидродинамической – для базальтового-андезиобазальтового вулканизма и вязкоупругодинамической – для андезитового-дацитового вулканизма.

2. Базальтовые-андезиобазальтовые извержения продуцируются магмой низкой вязкости, в которой газовые пузырьки поднимаются значительно быстрее заключающего их магматического расплава. Газовая фаза формирует свои собственные структуры, которые взрывообразно реализуются на поверхности.

3. Андезитовые-дацитовые извержения генерируются вязкими и высоковязкими магмами. Выделившиеся из расплава пузыри газа находятся в запечатанном состоянии, они не имеют возможности самостоятельно двигаться. Ведущая роль принадлежит силам трения расплава со стенками канала, что создает условия для накопления упругой энергии и последующей ее взрывной реализации.

4. Для дальнейшего продуктивного изучения механизмов извержений, наряду с традиционными методами исследования вулканов, необходимо использовать газогидродинамические и вязкоупругодинамические экспериментальные установки физического моделирования.

Исследование поддержано грантами РФФИ 15-05-05502 и ДВО 15-I-2-069.

### **Список литературы**

1. *Волынец О.Н., Колосков А.В.* Плагииоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск. Наука. 1976. 136 с.
2. *Дроздин В.А.* Физическая модель вулканического процесса. М.: Наука. 1980. 92 с.
3. *Озеров А.Ю.* Экспериментальный комплекс для моделирования базальтовых взрывов // В сборнике «Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога». Петропавловск-Камчатский. 2007. С. 144-156.
4. *Озеров А.Ю.* Механизм базальтовых взрывов (экспериментальное моделирование) // Вулканология и сейсмология. 2010. № 5. С. 3-19.
5. *Озеров А.Ю.* Механизм периодического фонтанирования базальтовых вулканов (по экспериментальным исследованиям и природным наблюдениям) // Сборник «Экстремальные природные явления и катастрофы». Том. 2. М.: 2011. С. 279-298.
6. *Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф. и др.* Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 614–635.
7. *Ozerov A.Yu., Isolatov I.O., Lees J.* Modeling Strombolian eruption of Karymsky volcano, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2003. № 122. P. 265-280.
8. *Vergnolle S., Jaupart C.* Separated two-phase flow and basaltic eruptions // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. P. 12,842–12,860.

# **Конус Бастион (Жупановская группа вулканов)**

**М.Ю. Пузанков<sup>1</sup>, Л.И. Базанова<sup>1</sup>, О.В. Дирксен<sup>1</sup>, А.Б. Перепелов<sup>2</sup>, С.В. Москалева<sup>1</sup>,  
Е.В. Карташева<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: [puzanov@kscnet.ru](mailto:puzanov@kscnet.ru)*

<sup>2</sup> *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск*

Кратко рассмотрена история эффузивно-эксплозивной активности конуса Бастион. Охарактеризованы породы этого вулкана, а также меланократовые включения в лавах. Показана существенная роль процессов гибридизма при образовании андезитов и андезидацитов, слагающих конус Бастион. Сделан вывод об однотипности эволюции и о подобии составов лав конусов Бастион и Приемыш Жупановской группы вулканов. Установлены сходные по динамике и последовательности эруптивных событий их извержения.

Конус Бастион – самый западный из четырех вулканических построек восточной части Жупанова хребта, известных ныне как Жупановский вулкан [2, 5] (рис. 1). Необходимо уточнить, что те же В.И. Влодавец и Б.И. Пийп хотя и называли его «четырёхвершинным вулканическим массивом», делали оговорку, что «...крайняя западная вершина представляется независимым вулканическим образованием». В других работах Бастион или вообще не причисляется к Жупановскому вулкану [3, 7], или высказывается предположение о приуроченности каждого из них к самостоятельному источнику магмогенерации на основании выделения в строении Жупанова хребта «...двух комплексов вулканических образований, связанных с проявлением разных типов вулканической деятельности» [4]. Эти данные подтверждаются и нашими исследованиями [1].



Рис. 1. Жупановская группа вулканов. Вид с юга, 2008.

Бастион (абс. высота 2505,6 м) – позднеплейстоценовый, существенно лавовый, слабо усеченный вулканический конус. Он соседствует с конусом Приемыш, отделяясь от него на востоке неглубокой пологой седловиной. Взаимоотношения образований этих двух построек не наблюдались. В основании Бастиона, по обе стороны от осевой части хребта, залегают мощные дацитовые лавы и слабо сваренные туфы пирокластических потоков позднеплейстоценового возраста, перекрывающие отроги вулкана Сиреневого на западе-северо-западе от конуса, руины среднеплейстоценового массива Треугольник на юге и плиоценового (эоплейстоценового?) вулкана Клык на севере, прослеженные до высоты 1700 м [1].

Внешние склоны конуса Бастион слабо рассечены неглубокими барранкосами, по одному из них на северном склоне спускается небольшой висячий ледник. Наиболее



древние лавовые потоки на южном подножье протяженностью до 4 км имеют заглаженный облик и не всегда четкие границы. Лишь иногда на аэрофотоснимках заметны следы боковых валов. Морфологически лучше выражены, хотя и затронуты эрозией, лавовые потоки в привершинной части конуса. Выделяются только два мощных коротких лавовых потока с сохранившейся первичной поверхностью (рис. 2), излившиеся из кратера в юго-восточном направлении.



Рис. 2. Фронт раннеголоценового лавового потока. Фото 2006 г.

Финальное событие в деятельности конуса Бастион, связанное с формированием этих лавовых потоков, случилось  $\sim 8500\text{--}9000$   $^{14}\text{C}$  лет назад (по тефрохронологическим данным). Излиянию лав предшествовали обвалы (+взрывы?), о чем свидетельствует присутствие обширных полей грубообломочных отложений, покрывающих юго-восточные отроги конуса у его подножья и сложенных в основном пестрыми измененными породами прикратерной части постройки с обилием светло-желтого или кирпично-красного пылеватого заполнителя (рис. 3). Нередко встречаются крупные блоки лав до первых метров в поперечнике. Выброс ювенильной пирокластики, скорее всего последовавший за обвалом, привел к формированию пемзового пирокластического протока, заполнившего долину руч. Шумного к югу от конуса. Тефра представлена светлым желтовато-серым вулканическим песком от тонко- до среднезернистого, иногда с небольшой примесью гравия пемзы. Ее мощность в 5–7 км от кратера – не более 5 см. Это извержение по последовательности событий и характеру продуктов обнаруживает большое сходство с извержением конуса Приемыш  $\sim 2100$   $^{14}\text{C}$  лет назад [1, 6].



Рис. 3. Обвальные (+взрывные?) отложения ( $Q_{IV}^1$ ) на юго-восточных отрогах конуса Бастион. Фото 2006 г.

Постройка конуса Бастион сложена потоками двупироксеновых андезитов, андезидацитов и дацитов (таблица). Инициальные лавовые потоки, располагающиеся на южном склоне, представлены преимущественно средними лавами, финальные потоки, бронирующие северный и восточный склоны, обычно имеют кислый состав. Это массивные и микропористые, стекловатые серийнопорфировые породы. Во вкрапленниках ( $\sim 15\text{--}25$  % об.) преобладают плагиоклазы и пироксены, реже встречаются магнетиты, оливин и

кварц; может присутствовать роговая обманка, нередко она диссоциирована. Акцессорные минералы представлены микрозернами ильменита, циркона и апатита. Основная масса сложена стеклом и микролитами плагиоклаза, пироксенов, рудных минералов, а в андезитах иногда и оливина (~60Fo). Микроструктуры основной массы гиалопилитовая и гипогиапиновая, гиалиновая; последние присущи дацитам.

**Таблица. Химический состав пород конуса Бастион, мас.%**

| № обр.                         | 50021            | 50022            | 50034            | 52136            | 52144            | 52136Г      |
|--------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-------------|
| фация                          | лавовый<br>поток | лавовый<br>поток | лавовый<br>поток | лавовый<br>поток | лавовый<br>поток | включение   |
| индекс                         | $Q_{III}^4$      | $Q_{III}^4$      | $Q_{IV}^I$       | $Q_{III}^4$      | $Q_{III}^4$      | $Q_{III}^4$ |
| SiO <sub>2</sub>               | 60.22            | 61.93            | 63.43            | 64.25            | 65.05            | 55.76       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.78             | 0.69             | 0.58             | 0.59             | 0.57             | 0.79        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.03            | 17.24            | 16.8             | 16.25            | 15.85            | 17.97       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.53             | 0.97             | 1.21             | 1.76             | 1.16             | 3.14        |
| FeO                            | 4.49             | 4.09             | 3.63             | 3.16             | 3.39             | 4.13        |
| MnO                            | 0.13             | 0.11             | 0.10             | 0.09             | 0.1              | 0.12        |
| CaO                            | 7.06             | 6.97             | 6.09             | 5.6              | 5.14             | 7.73        |
| MgO                            | 3.03             | 2.09             | 2.08             | 1.67             | 1.46             | 4.98        |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.6              | 3.63             | 3.75             | 3.79             | 3.80             | 3.91        |
| K <sub>2</sub> O               | 1.31             | 1.33             | 1.45             | 1.75             | 1.87             | 1.02        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.14             | 0.14             | 0.13             | 0.13             | 0.12             | 0.19        |
| п.п.п.                         | 0.53             | 0.65             | 0.65             | 0.91             | 1.42             | 0.38        |
| Сумма                          | 99.84            | 99.84            | 99.89            | 99.92            | 99.9             | 100.11      |

Вкрапленники: 20[PL+CPX+OPX+Ol+Q+Mt] (50021), 25[PL+OPX+CPX+Mt] (50022), 15[PL+OPX+CPX+Hbl+Ol+Q] (50034), 15[PL+OPX+CPX+Hbl+Q] (52136), 20[PL+OPX+CPX+Q+'HBL'] (52144), <10[PL+OPX+Ol+Cpx+"Q"] (52136Г). Основная масса: [(pl+cpx+ орх орх+ol+mt)<"gl"] (50021), [(pl+cpx+орх+mt)<"gl"] (50022), (pl+орх+cpx+mt)<"gl"] (50034), [(pl+орх+cpx+mt)< "gl"] (52136), [gl]>>pl, px, mt] (52144), [(pl+cpx+орх+mt)>gl] (52136Г).

Примечание: п.п.п. – потери при прокаливании. Вкрапленники: PL, Pl, pl – плагиоклаз, фенокристаллы, субфенокристы и микролиты, соответственно. Аналогично и для других минералов. OPX, Орх, орх – ортопироксен. CPX, Срх, срх – клинопироксен. Ol, ol – оливин. Q, q – кварц. Mt, mt – магнетиты. gl – стекло. В кавычки взяты символы замещённых, диссоциированных минералов, распавшихся стекол. Содержания оксидов определялись с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра "S4 PIONEER" в АЦ ИВиС ДВО РАН. Аналитики Н.И. Чеброва, И.Ф. Тимофеева.

В андезитах, андезидацитах Бастиона, как и в лавах конуса Приемыш [6], нередко наблюдаются признаки их гибридного происхождения. Неравновесность ассоциирующих вкрапленников наиболее ярко выражена в сосуществовании в андезитах этих конусов магнезиального оливина (до Fo~85) и кварца, с реакционными каемками пироксенов вокруг них. Иногда вкрапленники кварца полностью замещаются с образованием желваков микрокристаллического пироксена. Кроме того одновременно присутствуют плагиоклазы с «губчатыми» кислыми ядрами и основными внешними зонами и плагиоклазы с основными ядрами и относительно кислыми внешними зонами. Наблюдаются пироксеновые фенокристы с обратной по кальцию и железу зональностью.

Для дацитов Бастиона характерны меланократовые включения андезибазальтового состава. Порода таких включений обычно имеет гипабиссальный порфириовидный облик. Среди вкрапленников отмечены основной, с резорбированными ядрами, плагиоклаз, магнезиальный оливин (до Fo~78) и клинопироксен. Основная



масса – каркасная, гиалофитовая, сложена преимущественно лейстами плагиоклаза и призматическими зернами ортопироксена, в интерстициях между которыми можно видеть кислое бурое стекло, нередко, наряду с магнетитом, содержащее скелетные, игольчатые кристаллы клинопироксена и натрового плагиоклаза. Такое сложение породы указывает на резкое изменение физико-химических условий при кристаллизации включений. Т.е. спокойный рост фенокристаллов сменяется массовой кристаллизацией из переохлажденного расплава. Это наглядно проявлено в одном из найденных включений с игольчатым каркасом тонких длинных микрокристаллов ортопироксена и плагиоклаза, «пропитанным» апостеклом, разложенным в кварц-полевошпатовый микроагрегат.

В составах лав конусов Бастион и Приемыш обнаруживается их большое химическое и минералогическое подобие. Однотипна эволюция составов лав обоих конусов от гибридных андезитов к дацитам. Установлены и сходные по динамике и последовательности эруптивных событий их извержения.

Признаки неравновесной кристаллизации, анализ ассоциаций вкрапленников в лавах конусов Бастион, Приемыш, показывают, что наряду с другими процессами эволюции расплавов здесь также существенна роль процессов гибридизма. По-видимому, это было в первую очередь обусловлено взаимодействием контрастных по кремнекислотности расплавов, связанным с инъекциями более горячего основного расплава в очаг кислой магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 15-05-05505, 17-05-00883).

### Список литературы

1. Базанова Л.И., Дирксен О.В., Кулиш Р.В., Карташёва Е.В. Эволюция новейшего вулканизма Жупанова хребта (Камчатка) // Вулканизм и геодинамика: Мат. IV Всерос. симпоз. по вулканол. и палеовулканол. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 265-268.
2. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюлл. вулканол. станций на Камчатке. 1957. № 25. 108 с.
3. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Труды лаб. вулк. 1955. Вып. 10. 151 с.
4. Литвинов А.Ф., Бурмаков Ю.А. Геологическое строение и четвертичный вулканизм Жупанова хребта (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 16-26.
5. Масуренков Ю.П., Флоренский И.В., Мелекесцев И.В. Вулкан Жупановский / Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М: Наука, 1991. С. 216-225.
6. Пузанков М.Ю., Базанова Л.И., Дирксен О.В. и др. Гибридные лавы конуса Приемыш (Жупановская группа вулканов, Камчатка). // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. 29 - 30 марта 2016 г. Петропавловск- Камчатский, 2016. С. 139-145.
7. Святловский А.Е. Атлас вулканов Камчатки. М.: Изд-во АН СССР. 1959.

## **Первое применение в реальном времени методики СОУС'09 для прогноза извержений вулкана Безымянного**

**В.А. Салтыков, Ю.А. Кугаенко, П.В. Воронаев**

*Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Геофизическая служба Российской академии наук», Петропавловск-Камчатский 683006, salt@emsd.ru*

Рассматриваются предвестниковые ситуации, выявленные в реальном времени по возрастанию уровня сейсмичности перед извержениями вулкана Безымянный в ноябре 2016 г. – марте 2017 г. Применение формализованной прогностической методики, разработанной для вулкана Безымянный по данным 1999–2014 гг., позволило сформулировать вероятностные прогнозы, признанные КФ РЭС оправдавшимися.

Одним из наиболее опасных вулканических объектов России является камчатский вулкан Безымянный, относящийся к Ключевской группе вулканов. Этот вулкан знаменит катастрофическим извержением 1955–1956 гг., кульминация которого связана с направленным взрывом 30.03.1956 г., уничтожившим часть постройки вулкана, при этом гигантское эруптивное облако поднялось на высоту 35–40 км [1]. По аналогии с предыдущими интервалами активизации вулкана Безымянный и исходя из оценок их длительности предполагается, что современный эруптивный цикл вулкана продлится еще не менее 100–200 лет [2]. С 1977 по 2012 гг. на вулкане Безымянный ежегодно происходило 1–2 кратковременных, но сильных эксплозивно-эффузивных извержения с высотой выбросов пепла в некоторых случаях до 10–15 км [7]. С сентября 2012 г. по ноябрь 2016 г. вулкан Безымянный находился в состоянии парогазовой и фумарольной активности. В кратере вулкана продолжается выжимание купола вязкой лавы, начавшееся после взрыва 1956 г. Учитывая опасность вулкана Безымянный для авиации и оценки длительности текущего цикла его эруптивной активности, разработка методик прогноза его извержений остается актуальной задачей.

### **Сейсмичность вулкана Безымянного**

Сейсмичность, регистрируемая на вулкане Безымянный, носит характер спорадических вспышек, связанных с извержениями и их подготовкой. В основном это достаточно слабые ( $4,0 \leq K_S \leq 8,8$ ) мелкофокусные ( $H < 10$  км) сейсмические события. Сейсмичность является наиболее надежным источником информации при выявлении потенциальной предвестниковой ситуации для этого вулкана. Непрерывные данные обеспечиваются камчатской системой сейсмического мониторинга, они доступны для анализа в реальном времени и не зависят от возможности визуальных наблюдений, метеоусловий, прозрачности атмосферы, наличия спутников и т.д. По данным 1999–2012 гг. в большинстве случаев извержения предвещались статистически значимым повышением уровня сейсмичности по шкале СОУС'09 [5] с заблаговременностью до 40 суток, при этом в 9 случаях сейсмичность затем выходила на высокий уровень и в трех – на экстремально высокий [3].

### **О методике вероятностного прогноза**

В соответствии с современными требованиями к прогнозу опасных природных процессов методика обнаружения предвестника должна быть формализована, а среди прочих ее параметров обязательными должны быть эффективность предвестника, что позволяет оценить вероятность реализации прогноза. В работах [4, 6] предложен формализованный подход вероятностного прогноза на основе применения статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 и ряда вспомогательных

функций, характеризующих предвестник. Для выявления временных участков подготовки извержения предлагается использовать функцию-индикатор  $U(t)$  и пороговый критерий. Разработка включила в себя следующие аспекты:

- предложен формализованный предвестник извержения – превышение значением ряда  $U$ , рассчитанного на основе данных об уровне сейсмичности вулкана Безымянный по шкале СОУС'09, определенного порогового уровня;
- методика включает параметр вероятности реализации прогноза; создана номограмма вероятности в зависимости от времени прогноза и значения прогностического параметра;
- формализована процедура снятия состояния тревоги.

На основе данных о сейсмичности вулкана Безымянный в 1999–2014 гг. оценена надежность и достоверность предвестника. Показано, что надежность предвестника уменьшается с увеличением пороговых значений, а его достоверность растет. При прогнозировании извержений надежность составляет 0,38–0,95 (т.е. от 38% до 95% извержений в зависимости от задаваемого порогового значения имели предвестник), а достоверность – 0,3–0,6 (т.е. реализованы от 30% до 60% выявленных предвестников также в зависимости от используемого порога).

Проведена оценка эффективности предвестника двумя способами. Показано, что результаты применения прогностической методики статистически значимо отличаются от случайного угадывания и дают по сравнению с ним выигрыш в 3–30 раз. Представленные оценки получены по данным о сейсмичности вулкана Безымянный 1999–2014 гг., в течение которых произошло 21 извержение.

#### **Предвестниковые ситуации в ноябре 2016 г., январе-феврале и марте 2017 г.**

Усиление сейсмичности, начавшееся в ноябре 2016 г., привело к росту вероятности извержения вулкана Безымянного (рис.). Приведенный на рис. параметр (контрастность) показывает, во сколько раз увеличивается вероятность прогнозируемого события при появлении предвестника по сравнению с ситуацией, когда предвестник отсутствует. Методика ориентирована на расчет выделившейся сейсмической энергии, а не числа зарегистрированных на вулкане землетрясений. Как видно из приведенного рис., эти величины не всегда коррелируют, что является особенностью вулканических областей.

Разработанная методика ранее не была опробована в режиме реального времени, поэтому мониторинг функции-индикатора в 2016 г. велся в экспериментальном режиме. К тому же длительное (с сентября 2012 г.) отсутствие извержений позволяло предположить, что режим вулкана изменился и методика, разработанная для событий 1999–2012 гг., может оказаться неэффективной. Однако начавшееся экструзивно-эффузивно-экструзивное извержение показало, что предложенный подход остается актуальным. По данным KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) извержение началось 5.12.2016 г. с экструзивной фазы (активизировалось выжимание экструзии в кратере лавового купола), 11.12.2016 г. на склон вулкана излился лавовый поток, а 15.12.2016 г. было отмечено предположительно взрывное событие: был зафиксирован парогазовый шлейф с примесью пепла. Извержение произошло, когда его вероятность превышала среднесуточную в ~10 раз, а вероятность в отсутствии предвестника – более чем в 100 раз (рис.).

Исходя из этого опыта, следующая сейсмическая активизация (январь–февраль 2017 г.) была обработана в режиме реального времени. Прогнозные заключения о готовящемся извержении были переданы в КФ РЭС 26.01.2017 г., 03.02.2017 г. и 10.02.2017 г. Вероятность извержения превышала среднесуточную в ~7 раз. Из-за облачности, затруднявшей наземные и спутниковые наблюдения за вулканом, не

представляется возможным указать точную дату начала извержения. Ориентировочно это случилось между 7 и 11 февраля (по данным KVERT). Видеокамерами КФ ФИЦ ЕГС РАН новый лавовый поток фиксировался на склоне вулкана с 11.02.2017 г. Таким образом, прогноз оправдался: реализовался эффузивным извержением.

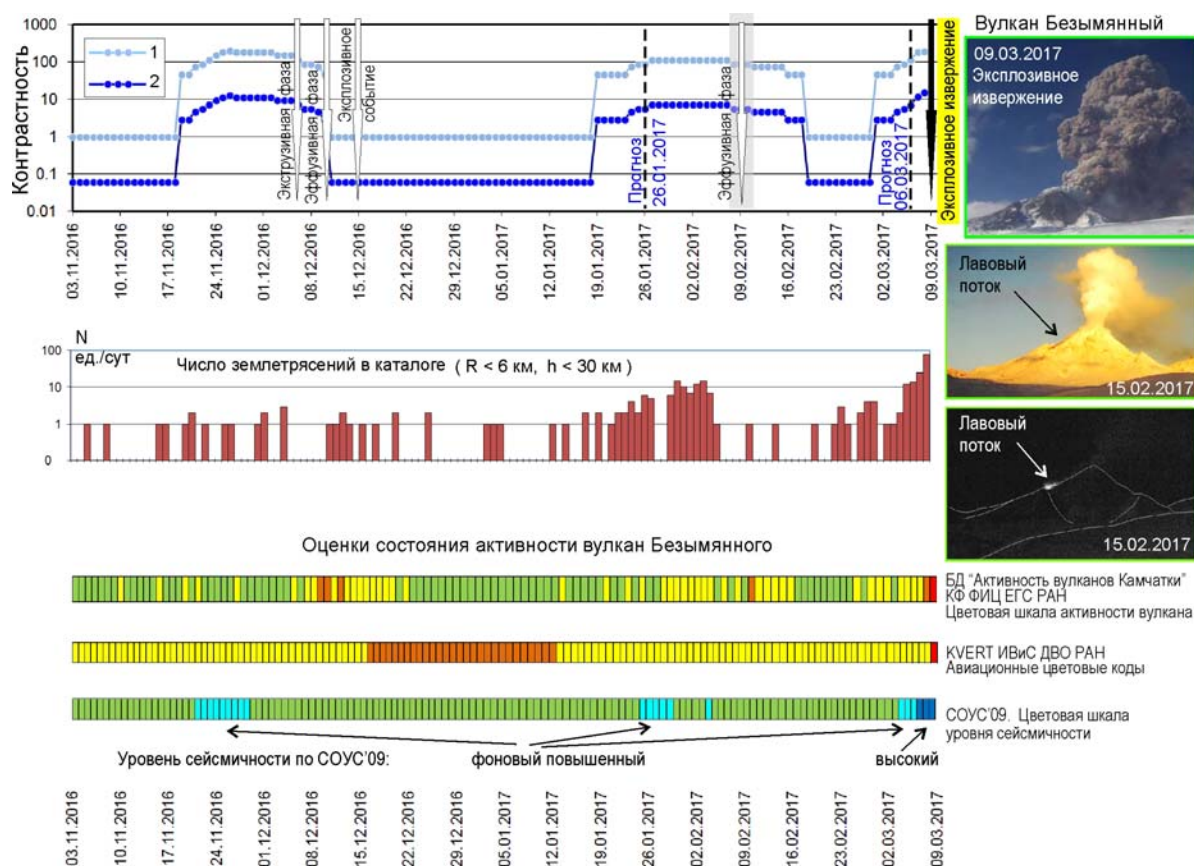


Рисунок. Контрастность: 1 – отношение вероятности извержения вулкана Безымянного при появлении предвестника к вероятности извержения без предвестника; 2 – отношение вероятности извержения при появлении предвестника к среднегодовому вероятности извержения. Дополнительно на рисунок нанесены эруптивные события, оценки активности вулкана разными коллективами исследователей и фотографии (видеоданные КФ ФИЦ ЕГС РАН).

Сейсмическая активизация, начавшаяся в начале марта 2017 г., также анализировалась в режиме реального времени. Уровень сейсмичности вулкана (во временном окне 5 суток) вышел на *фоновый повышенный* уровень 04.03.2017 г. и перешел на *высокий* уровень 07.03.2017 г. В соответствии с разработанной методикой [6] 06.03.2017 г. в КФ РЭС было передано прогнозное заключение: в этот момент вероятность извержения превышала среднегодовую в ~6 раз. 07–08.03.2017 г. вероятность извержения продолжала расти, и контрастность достигла ~16. Прогноз реализовался живописным эксплозивным извержением 09.03.2017 г., которое в условиях хорошей видимости было успешно зафиксировано видеокамерами. Анализ спутниковых снимков позволил определить начало извержения как ~ 01:30 UTC (данные KVERT). По видеоданным в течение получаса (03:00 – 03:30 UTC) произошло 5 сильных эксплозий с подъемом пепловых облаков на высоту до 7-8 км, после чего вулкан перешел в состояние умеренной эруптивной активности.

### **Заключение**

Три извержения вулкана Безымянный (05-11.12.2016 г., 8-10.02.2017 г. и 09.03.2017 г.) подтвердили работоспособность разработанной методики вероятностного прогноза вулкана Безымянного, которая использует энергетические параметры мелкофокусной сейсмичности, локализованной в радиусе 6 км от вершины вулкана. Первый опыт применения методики в режиме, близком к реальному времени, успешен.

### **Список литературы**

1. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. Москва: Наука, 1991. С. 168-194.
2. Богоявленская Г.Е., Гирина О.А. Вулкан Безымянный: 50 лет активности // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный) / Отв. ред. Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С.11-17.
3. Кугаенко Ю.А., Воронаев П.В. Вариации статистической оценки уровня сейсмичности по шкале СОУС'09: вулкан Безымянный // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 25. С. 31-40.
4. Салтыков В.А. Вероятностный прогноз извержений вулкана Безымянный на основе статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 // Вулканизм и связанные с ним процессы. XIII ежегодная научная конференция, посвященная Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30 марта – 1 апреля 2015 г. Сборник тезисов докладов. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 115-119.
5. Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53-59.
6. Салтыков В.А. Формализованная методика прогноза извержений вулкана Безымянный (Камчатка) на основе статистической оценки уровня сейсмичности // Геофизические исследования. 2016. № 3. С. 45-59.
7. Girina O.A. Chronology of Bezymianny volcano activity, 1956-2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 22-41.

**Расплавы позднеплейстоценового кальдерообразующего извержения Ичинского вулкана.**

**М.Л. Толстых<sup>1</sup>, М.М. Певзнер<sup>2</sup>, В.Б. Наумов<sup>1</sup>, А.Д. Бабанский<sup>3</sup>, А.О. Волынец<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, РАН, Москва, e-mail: mashtol@mail.ru*

<sup>2</sup> *Геологический институт РАН, Москва*

<sup>3</sup> *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.*

<sup>4</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

Впервые изучены составы стекол природнозакаленных расплавных включений в разных минералах, а также стекла основной массы дацитовый пемзы крупного кальдерообразующего извержения Ичинского вулкана. Получены данные по макро- и микроэлементному составу породообразующих расплавов.

**Краткая геологическая характеристика объекта и методика исследований**

Вулкан Ичинский – крупнейший обособленный горный массив, расположенный в центральной Камчатке и приуроченный к южному окончанию позднекайнозойского вулканического пояса Срединного хребта.

Непосредственным цоколем современного Ичинского комплекса, залегающим на вулканических породах алнейской серии миоцен-плиоценового возраста, служит щитовой вулкан Древне-Ичинский. Лавы Древне-Ичинского имеют базальтовый и андезибазальтовый состав. Современная постройка вулкана – сооружение типа Сомма-Везувий (высота 3575 м), осложненное массой побочных эруптивных центров и экструзий, а также вершинной кальдерой, внутри которой располагаются два лавовых купола. Вулканисты ичинского комплекса эволюционировали от базальтов (ранние стадии формирования конуса) до андезитов; кальдерообразующее извержение обеспечило выброс значительного количества дацитовый пирокластики. Посткальдерная стадия деятельности вулкана была малопродуктивной и ограничивалась формированием андезитовых лавовых конусов внутри кальдеры. Кроме того, в голоцене у подножия вулкана была сформирована цепочка моногенных шлаковых конусов, извергавших лавы базальтового, андезибазальтового и андезитового составов [1].

Изучению магматической эволюции Ичинского вулкана посвящены многие работы [2, 3, 5], в т.ч. опубликованы семь анализов расплавных включений в пироксенах [6]. В нашей работе приводятся данные по составам расплавных включений в разных минералах дацитовых пемз (см. таблицу) кальдерообразующего извержения позднеплейстоценового возраста.

Исследуемые породы – кусочки вспененной лавы пепловой и лапиллиевой размерностей, состоящие из стекла (40 об. %) и вкрапленников. Среди вкрапленников выделяется более ранний парагенезис (ортопироксен + титаномagnetит + плагиоклаз до  $An\ 65 \pm$  амфибол) и более поздний (плагиоклаз  $An\ 45-30$  + биотит + амфибол + титаномagnetит). Минералы раннего парагенезиса часто образуют сростания.

Изучались составы стекловатых природно-закаленных включений в пироксене, амфиболах, слюдах, плагиоклазах, а также стекла основной массы и интерстиций в гломеропорфировых сростках. Для получения макроэлементного состава стекол и минералов использовались рентгеноспектральный микроанализатор JEOL-8200, ИГЕМ РАН и рентгеноспектральный микроанализатор CAMEBAX, ГЕОХИ РАН). Для получения микроэлементного состава стекол - рентгеноспектральный микроанализатор



Самеса IMS-4f, Центр Коллективного пользования «Диагностика микро- и макроструктур», г. Ярославль.

Все стекла при микрозондовом анализе демонстрируют низкие суммы и слабую устойчивость к воздействию электронного пучка. Такие особенности стекла, связанные с его водонасыщенностью, ведут к потере некоторых элементов, в частности, натрия, при анализе с высокой локальностью. В таблице приведены рассчитанные значения содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$ , полученные с учетом коэффициента поправки [4].

### Результаты изучения расплавных включений

Расплавы исследуемого извержения относятся к диапазону дацит-риолитов, большая их часть – это риодациты. Содержания  $\text{SiO}_2$  изменяются в интервале 67-75 %,  $\text{MgO}$  – 0,1-1,2 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -11-15 %,  $\text{CaO}$  0,3-1,4 %,  $\text{FeO}$  0,6-2,7 %,  $\text{K}_2\text{O}$  3,5-4,5 %. При этом включения в различных минералах располагаются в разных участках этого диапазона. Усредненные значения составов стекол включений в разных минералах приведены в таблице.

**Таблица. Состав породы и усредненные составы стекол включений и основной массы дацитовых пемз кальдерообразующего извержения Ичинского вулкана**

|                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6      |
|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| $\text{SiO}_2$          | 73,55 | 72,31 | 70,12 | 67,94 | 69,99 | 67,59  |
| $\text{TiO}_2$          | 0,18  | 0,25  | 0,29  | 0,21  | 0,33  | 0,57   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 12,09 | 13,44 | 14,00 | 12,22 | 14,02 | 15,46  |
| $\text{FeO}$            | 0,82  | 1,16  | 1,38  | 2,67  | 1,42  | 3,58   |
| $\text{MnO}$            | 0,05  | 0,05  | 0,07  | 0,17  | 0,06  | 0,08   |
| $\text{MgO}$            | 0,15  | 0,15  | 0,26  | 1,20  | 0,32  | 2,05   |
| $\text{CaO}$            | 0,58  | 0,97  | 1,15  | 1,02  | 1,20  | 3,46   |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 3,63  | 3,52  | 3,28  | 2,21  | 3,26  | 4,09   |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 4,28  | 4,09  | 4,03  | 3,95  | 3,95  | 3,04   |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 0,01  | 0,11  | 0,04  | 0,07  | 0,16  | -      |
| Cl                      | 0,08  | 0,06  | 0,06  | 0,08  | 0,08  | 0,16   |
| F                       | 0,01  | 0,05  | 0,05  | 0,05  | 0,09  | -      |
| сумма                   | 94,59 | 95,34 | 93,95 | 91,28 | 94,20 | 100,08 |
| n                       | 19    | 5     | 8     | 1     | 7     |        |
| Хозяин                  | Pl    | Bi    | Amph  | Px    | GM    | Порода |

Примечания. n – количество измерений, Pl, Bi, Amph, Px – плагиоклаз, биотит, амфибол и пироксен, соответственно; GM – стекло основной массы

Наиболее примитивным (с минимальными содержаниями  $\text{SiO}_2$ , максимальными –  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ ) является единственное включение, обнаруженное в ортопироксене. Чуть более дифференцированы расплавы, образующие включения в амфиболах, далее – в биотитах и плагиоклазах. Любопытно, что стекла основной массы по составу довольно близки стеклам включений в амфиболе (рис. 1).

Результаты изучения микроэлементного состава стекол некоторых крупных ( $d > 30$  мкм) включений представлены на рис. 2.

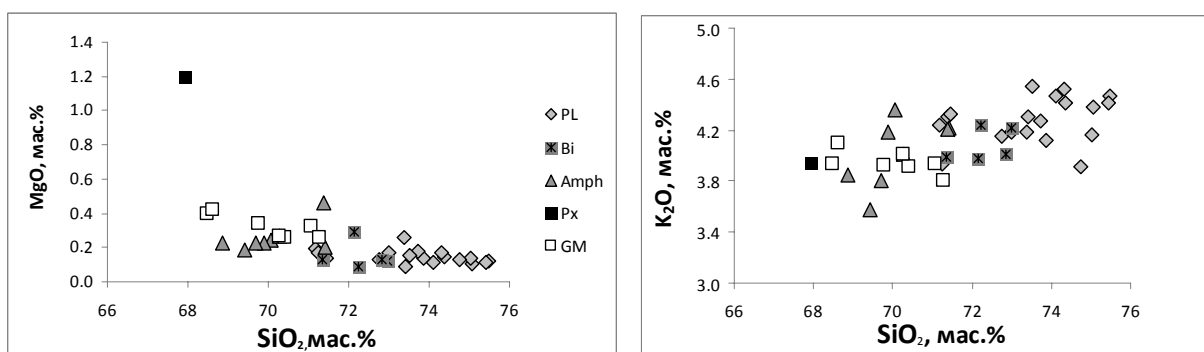


Рис. 1. Вариационные диаграммы для расплавных включений в разных минералах пород кальдерообразующего извержения Ичинского вулкана.

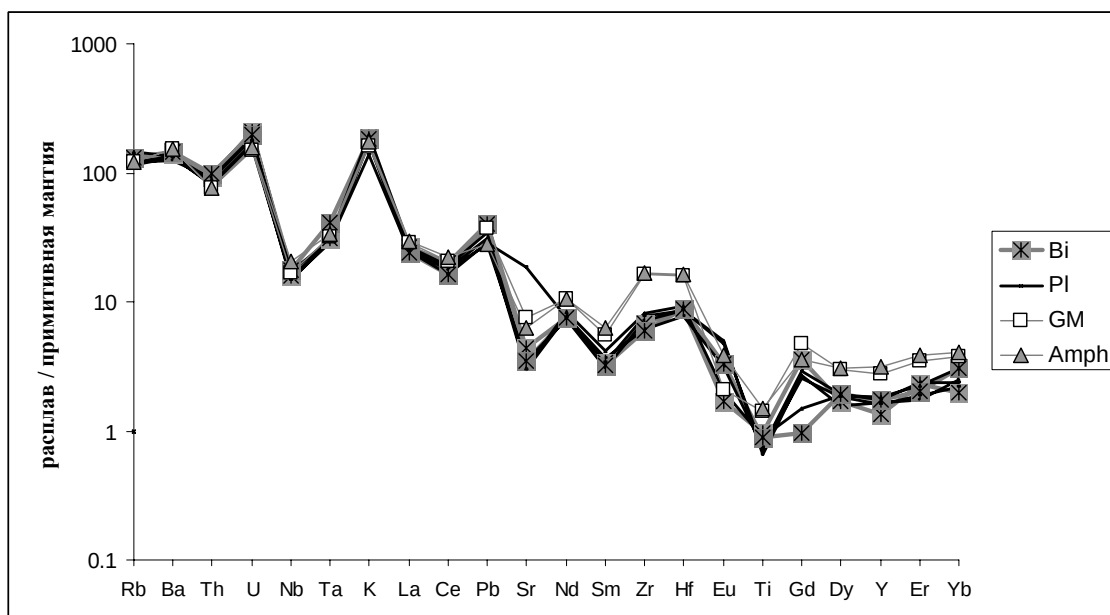


Рис. 2. Спайдер-диаграмма для расплавов включений в минералах (Bi, Pl, Amph) и стеклах интерстиций (GM) дацитовых пемз кальдерообразующего извержения Ичинского вулкана.

Можно отметить сходство составов всех стекол, их идентичность в диапазоне наиболее некогерентных элементов, относительно слабо выраженный Nb-минимум. В области средних и тяжелых РЗЭ, а также высокозарядных элементов Zr и Hf обращает на себя внимание некоторое обогащение стекол основной массы и включений в амфиболе. К сожалению, редкие включения в пироксенах были недостаточно велики для анализа на ионном зонде.

Возможны следующие объяснения наблюдаемых различий в макро- и микроэлементных составах исследуемых стекол. Если включения в пироксенах – расплавы, являющиеся наиболее ранними компонентами этой системы, то включения в амфиболах, биотитах и плагиоклазах фиксируют результаты дальнейшей кристаллизационной дифференциации исходного расплава, близкого по составу к породе. В пользу этого предположения свидетельствуют эволюция составов стекол с последовательным накоплением  $\text{SiO}_2$  и потерей феррических компонентов от пироксенов до плагиоклазов (рис. 1); относительное обеднение РЗЭ и Hf расплавов, обнаруженных во включениях в биотитах и плагиоклазе, также может рассматриваться как результат кристаллизации амфибола. Однако то, что стекла включений в амфиболе наиболее близки по составу (в т.ч. и редкоэлементному) стеклам основной массы, заставляет предположить, что процесс петрогенезиса не исчерпывался

кристаллизационной дифференциацией. Вероятно, здесь также имели место процессы магматического смешения, причем минералы раннего парагенезиса являются реликтами менее дифференцированного агента смешения. Для уточнения выводов необходимы дополнительные исследования, в т.ч. изучение пирокластического материала предшествующих и последующих извержений. Поскольку кальдерообразующее извержение отражает переходный этап, изменивший характер вулканической деятельности вулкана, то дацитовый и риолитовый расплавы, обнаруженные в изученных породах, могут оказаться характеристическими для двух разных стадий эволюции магматической системы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00155, 17-05-00112.

### Список литературы

1. *Волынец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В., Зубин М.И.* Вулкан Ичинский // Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991. С. 84-103.
2. *Волынец А.О., Чурикова Т.Г.* Моногенный вулканизм Ичинской зоны Срединного хребта Камчатки: вариации составов расплавов по данным изучения расплавных и твердофазных включений в оливине. // Тезисы конференции «Ломоносов-2003», Москва, МГУ, 2003.
3. *Некрылов Н.А., Попов Д.В.* Влияние коровой ассимиляции на состав голоценовых ареальных вулканитов Срединного хребта (Камчатка) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2015» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2015.
4. *Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б. и др.* Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения расплавных включений // Петрология. 2015. Т. 23. С. 521-560. URL: <http://elibrary.ru/item.asp?id=23908897>
5. *Churikova, T., Dorendorf, F., Wörner, G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology, 2001. V. 42, N 8, p. 1567-1593.
6. *Dobretsov N., Simonov V., Kultyarov A. et al.* Physicochemical parameters of crystallization of melts in intermediate suprasubduction chambers (by the example of Tolbachik and Ichinskii Volcanoes, Kamchatka Peninsula) // Russian Geology and Geophysics, 2016. V. 57, P. 993-1015.

# Геохимические особенности темноцветных минералов, продуктов взрывной и эффузивной деятельности вулкана Ключевской – показатели присутствия магматических очагов

**С.А. Хубуня<sup>1</sup>, А.В. Соболев<sup>2</sup>, В.С. Хубуня<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: hubsa@kscnet.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

Наличие промежуточных магматических очагов под вулканом Ключевской до сих пор остается дискуссионным [1, 2, 5, 8 и др.]. Между тем, обнаружение магматических камер под вулканами и их изучение является одной из первоочередных задач вулканологии. Эти задачи тесно связаны с решением проблемы генезиса вулканических пород, прогнозом извержений и вулканической опасностью. Наши данные и результаты петрологических работ других исследователей о возможности существования магматических очагов под вулканом Ключевской основываются на детальном изучении петрографии, минералогии и геохимии продуктов вулканической деятельности. Это сообщение посвящено аргументации наличия магматических очагов под постройкой вулкана Ключевской.

Все продукты извержений вулкана Ключевской представлены магнезиальными и глиноземистыми базальтами и андезибазальтами. Подробные петрографические описания представлены в работах [3, 4, 5], где впервые было показано, что во всех магнезиальных и глиноземистых базальтах и андезибазальтах присутствуют неравновесные ассоциации минералов, оливинов и клинопироксенов. Они не могут быть получены из расплавов, соответствующих химическим составам изученных пород. В последнее время получены новые данные по геохимии оливинов и клинопироксенов побочных и вершинных извержений 1938, 1945, 1966, 1994 гг. вулкана Ключевской.

Химический состав вулканических продуктов вершинного извержения 1994 дифференцирован. Шлаковые лапилли и лавы вулканского и стромболианского этапов извержения относятся по составам к умеренно калиевым высокоглиноземистым андезибазальтам. Обломки и глыбы лав из пирокластических потоков плинианского этапа извержения 1994г. отвечают составам умеренно калиевых глиноземистых и магнезиальных базальтов и андезибазальтов. Присутствие двух типов лав в вулканических продуктах одного извержения может свидетельствовать о расслоенности магматической камеры. На расслоенность магматической камеры прямо указывают составы природнозакаленных стекол расплавных включений из оливинов шлаковых лапилли. Составы расплавных включений дифференцированы, от базальтов до андезитов. Очевидно, оливины из шлаковых лапилли были образованы из серии расплавов базальтового, андезибазальтового и андезитового составов. Чтобы это произошло, необходима камера, где мог бы размещаться расплав в равновесных условиях [6]. И эта камера должна быть расслоена. На приповерхностное положение камеры указывают резкая дегазация S и Cl, связанная с подъемом магматического расплава и дегазацией H<sub>2</sub>O [7].

Наиболее характерной чертой всех пород, позволяющей обосновать присутствие магматических очагов под вулканом Ключевской, является растворимость CaO в оливинах при их кристаллизации с падением их магнезиальности ( $Mg \times 100 / Fe^{2+} + Mg$  (мол.%)). Содержание CaO в оливинах магнезиальных пород с падением магнезиальности от Fo<sub>90</sub> до Fo<sub>80</sub> незначительно убывает (рис. 1). Концентрация CaO в

оливинах глиноземистых андезибазальтов с падением магнезиальности, наоборот, резко возрастает (см. рис.1).

Еще более парадоксальная ситуация с содержанием CaO в оливинах фиксируется в глиноземистых лавах и даже отдельных образцах побочных извержений 1938, 1945 и 1966 гг. вулкана Ключевской (см. рис.1). Здесь хорошо видна прямо противоположная тенденция поведения CaO в двух группах оливинов, при падении их магнезиальности. В одной группе содержание CaO в оливинах от Fo<sub>90</sub> до Fo<sub>80</sub> незначительно понижается с падением его магнезиальности. Это может означать кристаллизацию, вызванную понижением температуры в условиях стабильного давления, в режиме Sp-Ol – Crx котектики. Как отмечал J.C. Stromer [11] давление и температура имеют противоположные тенденции на растворимость CaO в оливинах при их кристаллизации. При охлаждении расплава и постоянном давлении содержание CaO в оливине слегка снижается, а при подъеме магмы содержание CaO в оливинах растет. Исходя из химического состава оливина и его окисленности, эта часть Ol кристаллизовалась из высокомагнезиальной магмы в режиме Sp-Ol-Crx котектики [4].

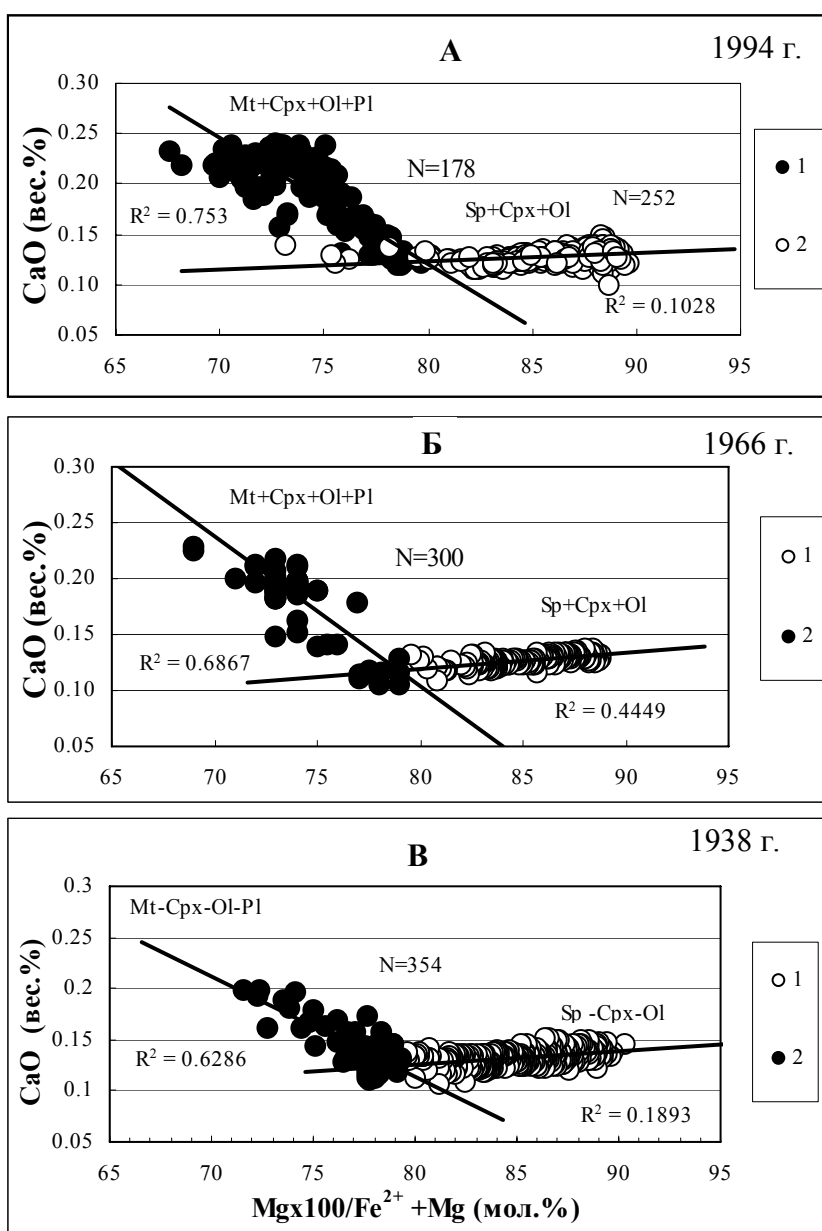


Рис. 1 Составы оливинов магнезиальных и глиноземистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской.

Примечание: А – извержение 1994 г. 1- оливины глиноземистых андезибазальтов лавового потока; 2-оливины из обломков магнезиальных базальтов пирокластического потока. Б и В – побочное извержение 1938 и 1966 гг. 1- оливины магнезиальных базальтов глубинного очага; 2- оливины глиноземистых андезибазальтов малоглубинного очага. N – количество анализов.  $R^2$  – достоверная величина аппроксимации; Mgn# - магнезиальность клинопироксенов. Sp, Mt, Crx, Ol, Pl – шпинель, магнетит, клинопироксен, оливин, плагиоклаз, соответственно.

В другой группе оливинов из того же образца, наоборот, концентрация  $\text{CaO}$  в оливинах после  $\text{Fo}_{78}$ , значительно возрастает с падением его с магнезиальности (рис. 1). Такие оливины кристаллизовались из глиноземистой магмы в условиях  $\text{Mt-Cpx-Ol-Pl}$  котектики. Последнее положение следует из петрографического анализа и численного моделирования в системе минерал-расплав [3, 4]. Это должно было бы приводить к снижению содержания  $\text{CaO}$  в остаточном расплаве за счет кристаллизации  $\text{Cpx}$  и  $\text{Pl}$  и понижению концентрации  $\text{CaO}$  в оливине, который кристаллизуется из этого расплава. Здесь же фиксируется противоположная тенденция, увеличение содержания  $\text{CaO}$  в оливине при его кристаллизации из остаточного расплава. Объяснение этому эффекту можно найти в последних исследованиях растворимости  $\text{CaO}$  в оливинах при их кристаллизации в разных физико-химических условиях. Повышение содержания  $\text{CaO}$  в  $\text{Ol}$  может быть связано с понижением давления кристаллизации  $\text{Ol}$ . Подобная ситуация описана в работе [10]. Как показали работы [9], при кристаллизации оливина с понижением давления и дегазацией  $\text{H}_2\text{O}$  содержание  $\text{CaO}$  в оливинах резко возрастает. Следует отметить, что высокое содержание воды (до 3 вес.%) в исходных магмах вулкана Ключевской впервые обнаружили [7, 12].

Наличие двух групп оливинов с прямо противоположным поведением  $\text{CaO}$  при падении их магнезиальности фиксируется в продуктах всех побочных и, части вершинных извержений вулкана Ключевской. Наиболее вероятное объяснение этому феномену – кристаллизация оливинов происходила при разных физико-химических условиях и, как следствие, в разных магматических камерах. Оливины  $\text{Fo}_{90-80}$  кристаллизовались в условиях снижения температуры при стабильном давлении из магнезиальной магмы в глубинной камере [9, 11], в режиме  $\text{Sp-Ol-Cpx}$  котектики. Кристаллизация  $\text{Cpx}$  приводила к незначительному понижению  $\text{CaO}$  в остаточном расплаве, из которого кристаллизовались  $\text{Ol}$ . Кристаллизация другой группы оливинов с магнезиальностью после  $\text{Fo}_{78}$ , происходила в малоглубинной камере, в режиме  $\text{Mt-Cpx-Ol-Pl}$  котектики из глиноземистой магмы. Монотонное повышение  $\text{CaO}$  в оливинах обусловлено повышением коэффициентов распределения  $\text{Ca}$  в оливинах, при подъеме магмы и ее дегазации.

Подтверждением кристаллизации оливинов из разных магматических расплавов, в разных магматических камерах служит поведение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в клинопироксенах в одном и том же образце, при уменьшении их магнезиальности. В побочных прорывах базальтов и андезибазальтов 1938, 1945, 1966 гг. фиксируются две группы клинопироксенов. В одной группе клинопироксенов  $\text{Al}_2\text{O}_3$  постоянно возрастает до 6-8%, с падением их магнезиальности от  $\text{Mgn}\#_{90}$  до  $\text{Mgn}\#_{70}$ . В другой группе клинопироксенов, в том же образце и потоке лав, после магнезиальности  $\text{Mg}\#_{80-75}$  содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  резко снижается до 1-2 %. Очевидно, непрерывный тренд обогащения клинопироксенов  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с падением их магнезиальности от  $\text{Mg}\#_{90}$  до 75 обусловлен кристаллизацией  $\text{Cpx}$  в режиме  $\text{Sp-Cpx-Ol}$  котектики в глубинной камере вулкана Ключевской. Эти клинопироксены внедрялись в малоглубинную камеру вулкана вместе с магнезиальным расплавом и выше описанными оливинами  $\text{Fo}_{90-80}$ . Клинопироксены, в которых содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  резко снижаются, по мере падения их магнезиальности, кристаллизовались в режиме  $\text{Mt-Cpx-Ol-Pl}$  котектики в малоглубинной камере из глиноземистой магмы. Кристаллизация плагиоклазов и клинопироксенов обедняла остаточный расплав  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Из этого остаточного расплава кристаллизовались клинопироксены с магнезиальностью ниже  $\text{Mgn}\#_{80-75}$  в малоглубинной камере вулкана Ключевской. Дополнительным подтверждением этого положения являются две группы клинопироксенов в одном и том же образце, которые кристаллизовались при одной магнезиальности, но при разных физико-химических условиях, в разных магматических камерах.



Существование магматических очагов под постройкой вулкана Ключевской подтверждается геохимическими особенностями оливинов и клинопироксенов магнезиальных и глиноземистых базальтов и андезибазальтов. Об этом свидетельствуют расслоенность малоглубинной магматической камеры, дуализм в поведении содержаний СаО в оливинах по мере уменьшения их магнезиальности, двойственное поведение  $Al_2O_3$  в клинопироксенах при одной и той же магнезиальности и постоянное присутствие неравновесных высокомагнезиальных ОI и Срх, характерных для мантийных выплавов, в глиноземистых андезибазальтах всех рассматриваемых побочных извержений.

### Список литературы

1. Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В. Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 21-34.
2. Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сеньюков С.Л. // Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3-11.
3. Озеров А.Ю., Хубуная М. А. Химизм оливинов и пироксенов как оказатель генетической связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 2. С. 37-61.
4. Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.М. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46-68.
5. Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2007. № 2. С. 3-29.
6. Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Москалева С.В. Малоглубинный очаг вулкана Ключевской (по данным петрологии и геофизики) // Материалы конференции посвященной Дню вулканолога 29-30 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 293-304.
7. Хубуная С.А., Соболев А.В. Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // ДАН, 1998, т. 360, № 1. С. 100 - 102.
8. Koulakov I, Gordeev E., Dobretsov N. et al. Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results of local earthquake tomography // Geophys. Res. Lett., V. 38, LXXXXX, doi6 10.1029/2011GL046957, 2011.
9. Maxim Gavrilenko, Claude Herzberg, Christopher Vidito, et al. Calcium-in-Olivine Geohygrometer and its Application to Subduction Zone Magmatism // Journal of Petrology, 2016, V. 57, No. 9, P. 1811–1832.
10. Simkin T., Smith J.V. Minor element distribution in olivine // J. Geology, 1970, v. 78, P. 304-325.
11. Stromer J.C. Jr, Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure // Geochim. Cosmochim Acta, 1973, V. 37, P. 1815-1821.
12. Sobolev A.V., Chaussidon M. H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from supra - subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle // Earth and Planet, 1996, V. 137. P. 45-55.

## Отклик градиента потенциала атмосферного электрического поля на прохождение эруптивного облака при извержении вулкана Шивелуч 16.12.2016 г.

**Р.Р. Акбашев<sup>1</sup>, П.П. Фирстов<sup>1</sup>, Д.В. Мельников<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>КФ ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: arr@emsd.ru

<sup>2</sup>ИВУС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

По комплексу геофизических методов рассмотрено развитие эруптивного шлейфа во время эксплозии вулкана Шивелуч 16 декабря 2016 г., начало которой определено по сейсмическим данным. Спутниковые снимки и ветровая стратификация атмосферы позволили определить разнонаправленность шлейфа, возникшего во время извержения. Во время пеплопада в п. Ключи (48 км) было зарегистрировано очень низкое значение градиента потенциала электрического поля атмосферы (-1230 В/м).

### Электризация эруптивного облака

Электрические процессы в вулканических облаках являются составной частью вулканической деятельности. Вулканические облака (шлейфы) несут мощный электрический заряд, который может регистрироваться приборами наземного базирования. Контролируя градиент потенциала электрического поля атмосферы ( $V'$  ЭПА) в приземном слое, можно обнаруживать присутствие даже аэрозольных эруптивных облаков насыщенных частицами мелкодисперсного пепла [7, 9].

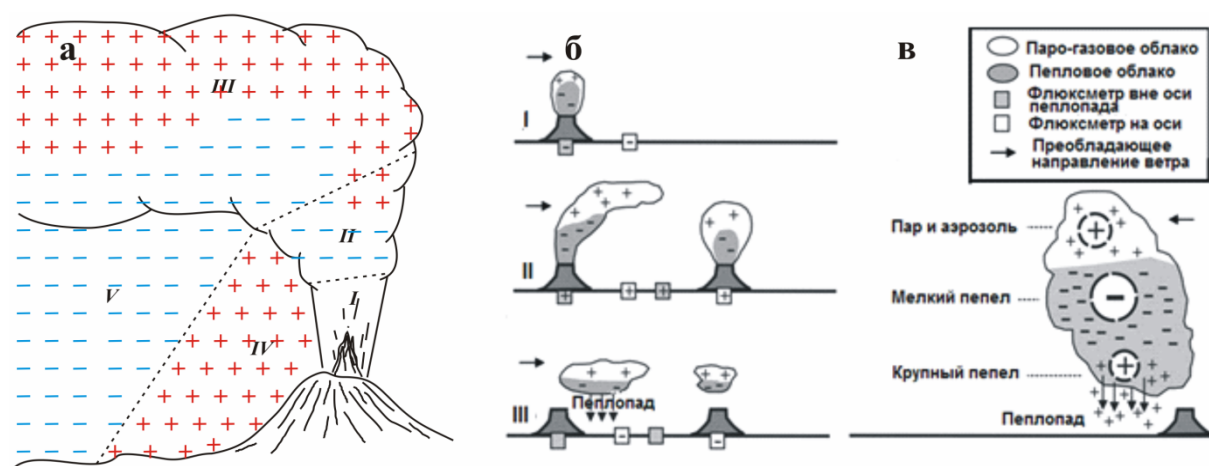


Рис.1. Схематические модели формирования электрических структур в эруптивном облаке. В ближней зоне по [4] (а), Схемы разделения заряда при формировании вулканического шлейфа по [8]: I – разделение зарядов под действием гравитационных сил на начальном участке при слабом ветре; II – формирование облака на автомодельном участке под действием ветра; III – шлейф в зоне плавучести (б). Разделение зарядов в эруптивных облаках на основе натурных наблюдений на вулкане Сакурадзима по [8] (в).

На рис. 1 показана упрощенная схема электризации эруптивного облака в ближней зоне, в которой выделяются 5 областей [4]: I – область участка газового напора, инъекции пепло-газовой струи с квазистационарным режимом течения; II – область автомодельного участка эруптивной колонны, на котором возникает развитая турбулентность за счет смешения горячих продуктов извержения с воздухом; III – область участка плавучести, когда эруптивное облако достигает точки равновесия и сносится ветром; IV – область выпадения крупной фракции вулканического материала; V – область выпадения тефры.

Развитие эруптивного облака и знак электростатического заряда в зависимости от расположения флюксметра относительно облака показаны на рис. 1б, в.

Большую роль в электризации эруптивных облаков имеет процесс фрагментации (разрушения) магмы [3, 6, 7]. Происходит формирование разнополярных зарядов и возникновение вулканических молний различной интенсивности. Основными причинами электризации эруптивного облака при фрагментации магмы и формировании эруптивной колонны может быть разная подвижность катионов  $\text{Na}^+$  в примесных центрах на поверхности фрагментированных частиц с разной структурой. Разделение пепловых частиц разных размеров в эруптивной колонне и шлейфе, также приводит к пространственному формированию зарядов [3].

Было интересно рассмотреть отклик в градиенте потенциала электрического поля атмосферы ( $V''$ ЭПА) во время пеплопада в п. Ключи, произошедшего в результате извержения в. Шивелуч 16 декабря 2016 г. в 22:31 (здесь и далее UTC).

### Аппаратура и система наблюдения

В Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН регистрация  $V''$ ЭПА ведется в трех пунктах (рис. 1а) с помощью электростатических флюксметров ЭФ-4 [2]. Пункт KRM – обсерватория «Карымшина». Пункты KLY и KZV в центральной части полуострова Камчатка представляют особый интерес, так как здесь располагается Северная группа вулканов, включающая четыре действующих вулкана: Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик. Частые эксплозивные извержения этих вулканов увеличивают вероятность регистрации  $V''$  ЭПА под вулканическими шлейфами [9].

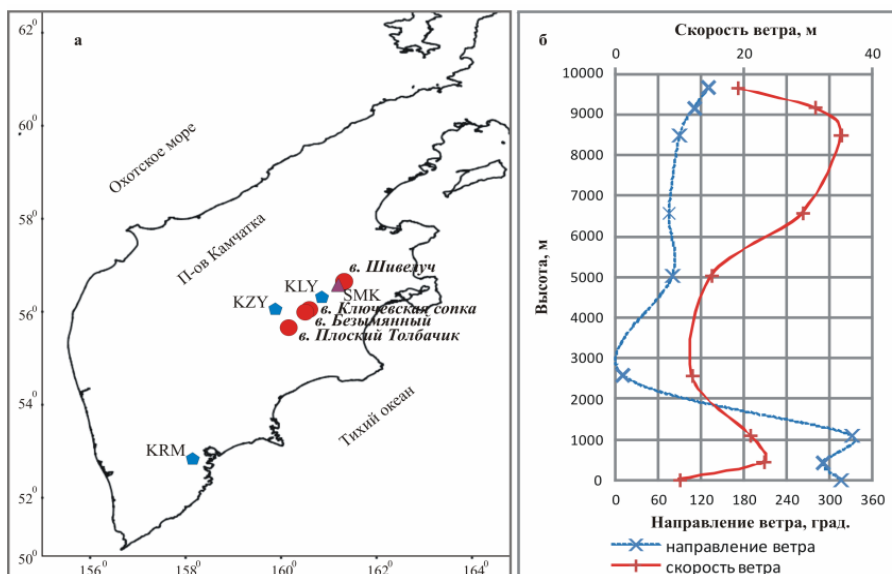


Рис. 2. Схема расположения пунктов регистрации  $V''$  ЭПА на Камчатке (а) и вертикальные разрезы скорости и направления ветра по данным баллонного зондирования атмосферы 17 декабря 2016 г. (б). KLY – сейсмостанция «Ключи»; KZY – сейсмостанция «Козыревск»; KRM – пункт «Карымшина».

В районе Северной группы вулканов сеть радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС) КФ ФИЦ ЕГС РАН позволяет вести мониторинг за проявлениями активности вулканов. Ближайшая к вулкану Шивелуч РТСС «Семкорок» (SMK) находится в 10 км от кратера вулкана (рис. 2а).

На метеорологической обсерватории «Ключи» Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу за окружающей средой два раза в сутки проводится баллонное зондирование атмосферы. [http://www.esrl.noaa.gov/raobs/intl/intl2000.wmo\\_](http://www.esrl.noaa.gov/raobs/intl/intl2000.wmo_)

По данным ветровой стратификации выполненной 17.12.2016 в 00:00 на высотах 2500 - 4500 м зафиксирована скорость ветра 10-15 м/с с северного – севера - восточного направления с азимутом  $0^\circ - 45^\circ$  соответственно. На высотах 5000 м и выше скорость ветра, преимущественно с восточного направления с азимутом  $80^\circ - 90^\circ$ , изменялась от 15 м/с до 35 м/с (рис. 2б).

### Отклик электрического поля атмосферы на пеплопад в п. Ключи

Вулкан Шивелуч самый северный из действующих вулканов Камчатки ( $56^{\circ}47'$  с.ш.,  $157^{\circ}56'$  в.д.) с андезитовым составом лавы и высотой экструзивного купола 2500 м н.у.м. В последние десятилетия его извержение, обусловленное медленным выжиманием магмы и формированием экструзивного купола, периодически сопровождается сильными пепловыми эксплозиями.

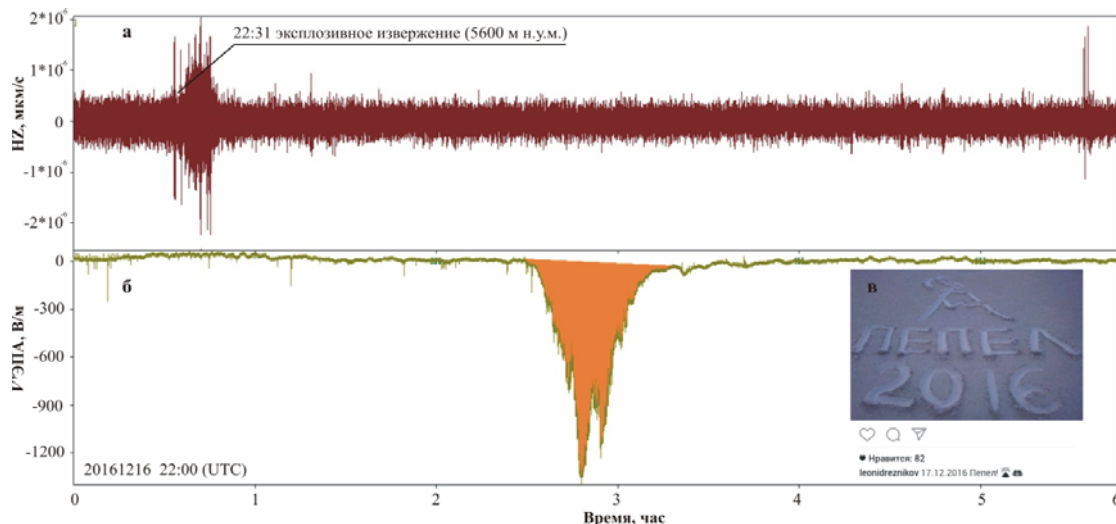


Рис. 3. Фрагмент сейсмограммы записи вертикальной компоненты на сеймостанции SMK (а); отклик в вариациях  $V'$ ЭПА на пеплопад в п. Ключи (б); фото пепла на снегу, приведенное в социальных сетях 17.12.2016 (в).

На рис. 3а показан фрагмент сейсмограммы с РТСС SMK (вертикальная компонента), на которой записано землетрясение, сопровождавшее эксплозию на в. Шивелуч 16 декабря 2016 г в 22:31. По данным KVERT, 23:20 UTC 16 декабря эксплозии подняли пепел до 7-7,5 км н.у.м. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2016-196>). На основании записи сейсмического сигнала высота эруптивного облака оценивается в 5600 м н.у.м [1, <http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/>]. Спустя ~ 2 часа в п. Ключи, расположенного южнее в 48 км в. Шивелуч по азимуту  $30^{\circ}$ , зарегистрирован пеплопад, интенсивность которого составила  $20 \text{ г/м}^2$  (устное сообщение А.Г. Маневич).

В п. Ключи выпал пепел из  $V$  области эруптивного облака (рис. 1), который распространялся на высотах 3000-4500 м в южном юго-западном направлении в соответствии с ветровой стратификацией (рис. 2б). На высотах выше 5000 м пепловое облако распространялось в западном – юго-западном направлении (рис. 2б), что отчетливо видно на спутниковых снимках (рис. 4). На момент времени первого спутникового снимка (23:28) (рис.4а) фронт пеплового облака расположен в 63 км от купола вулкана, на момент времени второго снимка (01:05) (рис.4б), фронт пеплового облака расположен в 153 км. Таким образом, скорость распространения пеплового облака, представленного мелкой фракцией пепла и аэрозолем, составила 16-18 м/с, что соответствует ветровой стратификации на высоте 5-5.5 км н.у.м. (рис. 2б). Это подтверждает факт возможности расслоения эруптивных облаков в зависимости от ветровой стратификации атмосферы, на что указывалось в работе [9].

Выпадения пепла в п. Ключи сопровождалось резким уменьшением  $V'$ ЭПА, значение которого в пике составило -1230 В/м и длительностью примерно 45 мин. (рис. 3б). Такой отклик  $V'$ ЭПА свидетельствует о том, что пепловое облако, представленное мелкой фракцией пепла, несло мощный отрицательный заряд.

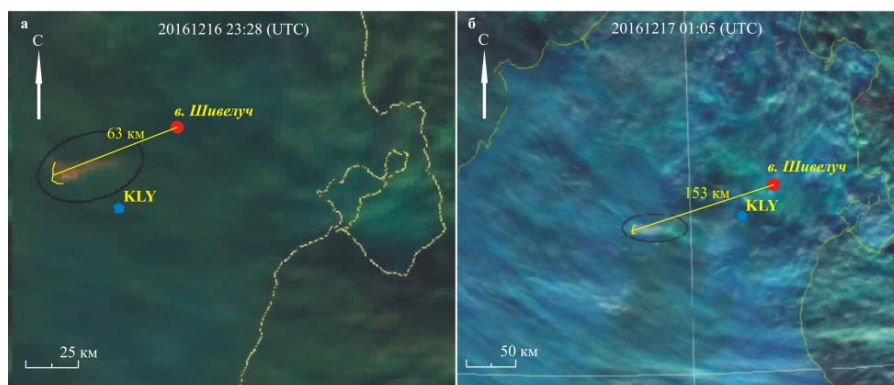


Рис. 4. Спутниковые снимки (Терра MODIS) эруптивного облака от извержения в. Шивелуч. Данные получены в режиме реального времени на приёмной станции Унискан-36, установленной в ИВиС ДВО РАН.

## Выводы

Долговременные непрерывные наземные наблюдения за вариациями  $V''$ ЭПА являются экспериментальной основой современных исследований атмосферного электричества вулканов. Регистрация электрических процессов в эруптивных облаках может быть одной из составляющих комплексного наблюдения за вулканическими извержениями с целью оценки пепловой опасности для авиатранспорта. Кроме того, по мнению авторов, наземные измерения  $V''$  АЭП под вулканическими шлейфами в ближней зоне (до 500 км) могут в дальнейшем использоваться для оценок объёмов легкой фракции вулканического пепла в облаках, что до сих пор является неразрешенным вопросом.

## Список литературы

1. Близнецов В.Е., Сенюков С.Л. Программа ADAP для автоматического выделения пепловых выбросов и расчёта их высоты по сейсмологическим данным // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 1. С. 46-59.
2. Ефимов В.А., Орешкин Д.М., Фирстов П.П., Акбашев Р.Р. Применение электростатического флюксметра “ЭФ-4” для исследований геодинамических процессов // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49. № 4. С. 14-24.
3. Руленко О.П. Экспериментальное исследование электризации вулканических облаков. Автореферат на соис. уч. ст. к.ф.-м.н. Санкт-Петербург. 1994. 16 с.
4. Руленко, Токарев, Атмосферно-электрические эффекты Большого трещинного Толбачинского извержения в июле-октябре 1975 г. // Бюл. влк. ст. 1979. № 56. С.96-102.
5. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 420 с.
6. James M. R., Lane S.J., Gilbert J.S. Volcanic plume monitoring using atmospheric electrical potential gradients // J. Geol. Soc. London. 1998. № 155. P. 587-590
7. Mather T.A., Harrison R.G. Electrification of volcanic plumes // Serv Geophys. 2006. V. 37. P. 387-432/ DOI 10.1007/s10712-006-9007-2
8. Miura T, Koyaguchi T, Tanaka Y Measurements of electric charge distribution in volcanic plumes at Sakurajima volcano Japan // Bull Volcanol. 2002. 64:75–93
9. Shevtsov B.M., Firstov P.P., Cherneva N.V. et al. Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on 16 November 2014 // Nat. Hazard Earth Syst. Sci. 2016, V. 16, P. 871–874, doi:10.5194/nhessd-16-871-2016.

# Новые данные о строении подводных вулканов и островов Курильской островной дуги

*Л.П. Аникин<sup>1</sup>, Ю.И. Блох<sup>2</sup>, В.И. Бондаренко<sup>3</sup>, А.С. Долгаль<sup>4</sup>, А.А. Долгая<sup>1</sup>,  
П.Н. Новикова<sup>4</sup>, В.В. Петрова<sup>5</sup>, О.В. Пилипенко<sup>6</sup>, В.А. Рашидов<sup>1</sup>, А.А. Трусев<sup>7</sup>*

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;  
e-mail: rashidva@kscnet.ru;

<sup>2</sup>Москва;

<sup>3</sup>Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, Кострома;

<sup>4</sup>Горный институт УрО РАН, Пермь;

<sup>5</sup>Геологический институт РАН, Москва;

<sup>6</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва;

<sup>7</sup>АО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва

В рамках интеграции академической, вузовской и отраслевой науки ученые различной специализации в области наук о Земле из четырех городов Российской Федерации в 2016-17 гг. успешно продолжили изучение подводных вулканов и островов Курильской островной дуги (КОД) [1–5].

В результате выполненных исследований установлено, что ведущим процессом во время неотектонического этапа развития КОД было периодическое опускание ее фундамента с последующим поднятием в ее осевой части и надстраиванием островов за счет вулканической деятельности. При этом происходило уменьшение площади островной дуги. Наблюдаемая картина, в целом, соответствует представлениям о происходящих в этом регионе процессах эскарпогенеза.

Изучены особенности геоморфологии и тектоники **пролива Буссоль** – самого глубокого пролива КОД, отделяющего Южные Курилы от Центральных Курил [3]. В районе пролива выделено значительное количество разломов, среди которых преобладают разломы субмеридионального простираения. Сбросы этого направления ограничивают глубоководные части пролива Буссоль, представляющие собою, по-видимому, субмеридиональные грабены.

В 2016–17 гг. был изучен **вулканический массив Ушишир**, включающий два небольших острова – Рыпонкича и Янкича и несколько мелких скал, имеющих общее название – о-ва Ушишир, и сделано предположение о наличии в пределах массива древней кальдеры с поперечными размерами до 5 км. Впервые составлена карта аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  вулканического массива Ушишир. Борта выделенной кальдеры трассируются в магнитном поле высокоградиентными зонами со значениями модуля горизонтального градиента  $\geq 1000$ –1200 нТл/км. Составлена гипотетическая схема эволюции вулканического массива Ушишир, которая позволяет говорить о том, что его эволюция происходила на протяжении шести этапов.

Получены новые данные о строении **подводного вулканического массива Рикорда**, названного в честь известного отечественного мореплавателя, исследователя Дальневосточных морей адмирала Петра Ивановича Рикорда [1]. Массив расположен в КОД в одноименном проливе между островами Кетой и Ушишир. Подножие массива располагается на глубинах 600–700 м, а плоская вершина массива, размером 2×9 км – на глубинах 130–150 м. Размер основания массива Рикорда 9×19 км, а объем – около 50 км<sup>3</sup>. В пределах массива выделены четыре сливающиеся по основанию вулканические постройки.

При драгировании привершинной части массива были подняты разнообразные породы, представленные, в основном, свежими угловатыми обломками, химический



состав которых варьирует по содержанию в них  $\text{SiO}_2$  от 48,69 до 61,28 вес.%. Существование практически неразрывного ряда химического состава пород от андезибазальтов до дацитов, присутствие переходных разностей от андезина до битовнита и зональных кристаллов плагиоклаза, постепенная смена мафических минеральных ассоциаций на сиалические свидетельствует о генетическом родстве драгированных образцов и позволяет предположить, что на начальных этапах жизни вулканического массива Рикорда изливались базальтовые и андезибазальтовые лавы.

Петромагнитные исследования драгированных образцов показали, что образцы магнитоизотропны, а высокие значения  $J_n=2-9$  А/м базальтов и андезибазальтов обусловлены большим содержанием ( $\alpha=(9-23)\times 10^{-3}$  СИ) однодоменных и псевдооднодоменных зерен (SD-PSD) низкокоэрцитивных ферромагнитных минералов. Относительно низкие значения остаточной намагниченности  $J_n=0,2-0,9$  А/м андезитов обусловлены большим содержанием ( $\alpha=(15-33)\times 10^{-3}$  СИ) псевдооднодоменных и многодоменных зерен (PSD-MD) низкокоэрцитивных ферромагнитных минералов.

С помощью программы ИГЛА уточнено, что вектор эффективной намагниченности пород, слагающих массив Рикорда, отклонен от вектора нормального поля  $T_0$  к юго-западу на угол около  $80^\circ$ . 3D-моделирование вулканической постройки с помощью программы REIST из пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D показало, что максимальная эффективная намагниченность вулканического массива Рикорда достигает 0,7 А/м.

Результаты интерпретационной томографии и решение смешанной обратной задачи магнитометрии монтажным методом позволили построить объемную модель центральной части вулканического массива и выделить здесь 10 крупных магнитовозмущающих блоков с модулем эффективной намагниченности, не превышающей 2 А/м, которые мы связываем с застывшими подводными каналами. По направлению вектора эффективной намагниченности эти объекты можно условно разделить на два типа: с углами отклонения от вертикали на  $80^\circ$  и  $70^\circ$ , что может свидетельствовать о разном времени образования выделенных структур. Глубина залегания верхней кромки большинства выделенных объектов соответствует рельефу вулканического массива, сами объекты распространяются до глубины  $\sim 10$  км ниже уровня поверхности моря. По морфологии можно выделить как субвертикальные каналы, сужающиеся с глубиной, так и каналы наклонного залегания.

Получены новые данные о строении **подводного вулканического массива Ратманова**, названного в честь известного отечественного океанографа-гидролога Георгия Ефимовича Ратманова и расположенного в северной части КОД [1]. Массив вытянут в северо-восточном направлении и поднимается с глубин 2200–1500 м. Его плоская вершина размером  $10\times 16$  км расположена на глубинах 1500–780 м, а объем достигает  $180 \text{ км}^3$ . Подножие массива перекрыто вулканогенно-осадочной толщей мощностью 400–800 м. С учетом этих осадков относительная высота массива в северной части составляет 1300 м, в южной – 2300 м.

При драгировании массива подняты андезиты, химический состав которых варьирует по содержанию в них  $\text{SiO}_2$  от 58,64 до 59,53 вес.%. Среди вкрапленников встречается плагиоклаз, роговая обманка, кварц и незначительное количество клинопироксена. Отмечены крупные выделения титаномагнетита. Породы принадлежат к К-Na разностям нормального ряда.

Петромагнитные исследования драгированных образцов показали, что их  $J_n$  достаточно высокая и изменяется от 0,7 до 6,1 А/м, что обусловлено высоким содержанием ( $\alpha=(30-108)\times 10^{-3}$  СИ) псевдооднодоменных и многодоменных зерен (PSD-MD) низкокоэрцитивных ферромагнитных минералов. Магнитная анизотропия в образцах достигает 9%.

Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР позволило установить, что основные особые точки функции, описывающей магнитные аномалии, приурочены к верхней кромке вулканических пород, тогда как подводные каналы являются субвертикальными. С помощью программы ИГЛА уточнено, что вектор эффективной намагниченности пород, слагающих массив Ратманова, отклонен от вектора нормального поля  $T_0$  к юго-востоку на угол около  $54^\circ$ . 3D-моделирование вулканической постройки показало, что максимальная эффективная намагниченность вулканического массива Ратманова достигает 0,8 А/м.

Изучение химического состава позволило установить, что породы, драгированные с **11 подводных вулканов** Охотоморского склона северной части КОД, относятся к средним и умеренно щелочным.

Создана **реляционная база** данных, предназначенная для хранения данных об эхолотном промере и непрерывных геофизических исследованиях в ходе 11 рейсов НИС «Вулканолог» в пределах КОД. База содержит 6900 записей и позволяет реализовать возможность поиска галсов по широте и долготе в прямоугольной и многоугольной области.

Были продолжены комплексные геолого-геофизические исследования **острова-вулкана Алаид**, расположенного на о. Атласова в северной части КОД. Во всех изученных участках острова-вулкана Алаид обнаружены проявления меди. На побочном вулкане Такетом, по сравнению с 2015 г., видимое количество проявлений меди существенно увеличилось, что, вероятно, связано с продолжающимся разрушением вулканической постройки. В медных проявлениях здесь выделен достаточно редкий минерал атакамит – гидроксилхлорид меди, имеющий химическую формулу  $Cu_2Cl(OH)_3$ , который встречается в виде зернистых, волокнистых и коллоидных агрегатов.

Режимные геоморфологические исследования показали, что постройка побочного вулкана Такетом под действием денудационных процессов продолжает перманентно разрушаться, а в толще тефроидов постоянно происходит осыпание, и обнажаются отдельные каменные глыбы [5]. В настоящее время разрушенный участок гребня Такетом достигает 70 м.

Во время проведения полевых работ в бухте Северной впервые было проведено измерение магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании, которая изменяется на этом участке острова-вулкана Алаид в диапазоне  $(0.71-11.6) \times 10^{-3}$  СИ.

Установлено, что ручьи, показанные на различных топографических картах о. Атласова в районе бухты Северной, в настоящее время отсутствуют и от них остались только заросшие растительностью русла. Это указывает на то, что гидрогеологический режим на о. Атласова после извержений 1972 и 1981 гг. сильно изменился.

В заплесковых лужах на лавовых потоках в бухте Северной была обнаружена «цветная вода» различных оттенков красного и желтого цветов [3, 5]. По сравнению с «красной водой», обнаруженной в районе мыса Пологий в 2015 г. и обусловленной пурпурными бактериями рода *Thiocapsa*, опробованная в 2016 г. вода оказалась менее устойчивой и во взятых пробах в течение 10 дней полностью потеряла свою окраску. На основании анализа спектров образцов природной воды, а также их микроскопирования было установлено, что в пробах 2015 г. цвет воды был обусловлен массовым развитием пурпурных серных бактерий рода *Thiocapsa*, а в пробах 2016 г. – массовым развитием ПСБ рода *Thiorhodococcus* [3].

Выполненный в лабораторных условиях гидрохимический анализ пресной воды из ручья Запертого в районе бухты Алаидской и водопада в бухте Баклан на острове

вулкане Алаид [5], а также воды из старого водозабора на о. Парамушир показал, что эта вода вполне пригодна для приготовления пищи и питья.

При геологических исследованиях на о. Парамушир были опробованы базальты, имеющие экзотическую верхнюю корку со своеобразным рисунком, которые условно можно назвать «Парамуширские письма», и проведены визуальные наблюдения за состоянием вулкана Эбеко.

Благодаря применяемому интеграционному подходу изучение подводных вулканов и островов КОД в 2016-2017 гг. оказалось весьма эффективным.

Установлено, что ведущим процессом во время неотектонического этапа развития КОД было периодическое опускание фундамента дуги с последующим поднятием в ее осевой части и надстраиванием островов за счет вулканической деятельности. В проливе Буссоль выделено значительное количество ранее неизвестных разломов субмеридионального простирания.

Получены новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова. Изучен химический состав пород, драгированных с 11 подводных вулканов Охотоморского склона северной части КОД.

На разных участках острова-вулкана Алаид в заплесковых лужах повторно обнаружена «цветная вода», обусловленная пурпурными серными бактериями, и это позволяет говорить о том, что это явление не является случайным. Установлено, что в районе бухты Северной в настоящее время ручьи отсутствуют, а побочный вулкан Такетоми продолжает быстро разрушаться.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 15-05-02955-а и 15-05-01823-а).

### Список литературы

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 23 – 27 января 2017 г. М.: ИФЗ РАН, 2017. С. 53–58.
2. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Особенности геоморфологии и тектоники пролива Буссоль (Курильские острова) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. IX Косыгинские чтения. Материалы конференции 13–15 сентября 2016, г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 10–13.
3. Жильцова А.А., Харчева А.В., Лунина О.Н. и др. Спектральное изучение пурпурных бактерий в культурах клеток и в природной воде острова-вулкана Алаид // Биодиагностика и оценка качества природной среды: подходы, методы, критерии и эталоны сравнения в экотоксикологии. Материалы международного симпозиума. Москва, 25–28 октября 2016 г. М.: МГУ, 2016. С. 344–345.
4. Рашидов В.А. Геолого-геофизические исследования подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: VI Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 3-8 октября 2016 г.: сб. мат. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 66–70.
5. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 3. Вып. № 31. С. 94–103.

**Гидрогеодинамические эффекты Жупановского землетрясения 30.01.2016 г.,  $M_w=7,2$  (по данным уровнемерных наблюдений)****С.В. Болдина, Г.Н. Копылова***Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: boldina@emsd.ru*

Представлены данные по изменениям уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка, в период Жупановского землетрясения 30 января 2016 г.,  $M_w=7,2$ . В изменениях уровня воды в скв. Е-1 последовательно проявились гидрогеодинамический предвестник в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью и постсейсмическое повышение с амплитудой 3,7 см. Предвестник выявлен в режиме реального времени. На его основе 21 января 2016 г. был составлен официальный прогноз о возможности возникновения сильного землетрясения, который оправдался по времени, положению и по величине магнитуды. В скв. ЮЗ-5, кроме ко-и постсейсмического эффектов, ретроспективно обнаружено повышение уровня воды на 40 см в течение шести месяцев до землетрясения.

**Введение**

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) проводит уровнемерные наблюдения на скважинах ЮЗ-5 ( $53,17^\circ$  с. ш.,  $158,41^\circ$  в. д., глубина 800 м) и Е-1 ( $53,26^\circ$  с. ш.,  $158,48^\circ$  в. д., глубина 665 м) с использованием измерительного комплекса Кедр ДМ-У производства ООО Полином, г. Хабаровск. Обеспечивается точность измерений вариаций уровня воды  $\pm 0,1$  см [6].

30 января 2016 г. на Камчатке произошло землетрясение с магнитудой  $M_w=7,2$ ,  $H=180$  км (Жупановское) на эпицентральной расстоянии  $R=80$  км от скважин ЮЗ-5 и Е-1. Вступление сейсмических волн было зарегистрировано в 03 ч 25 мин. на сейсмостанции Петропавловск (РЕТ). Интенсивность сотрясений в районах скважин составила 5 баллов по шкале MSK-64 [8]. В работе рассматриваются вариации уровня воды в обеих скважинах, предшествующие и сопутствующие этому сейсмическому событию. Приводится информация о прогнозе Жупановского землетрясения с заблаговременностью 9 сут по данным уровнемерных наблюдений на скв. Е-1.

**Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1**

*Скважина ЮЗ-5.* На рис. 1 представлены изменения уровня воды в скв. ЮЗ-5 в период Жупановского землетрясения. После вступления сейсмических волн от землетрясения (03:25) в течение 25 минут уровень повышался с амплитудой 9,4 см (рис. 1 Б) вследствие увеличения порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода». Такой эффект мог быть вызван наложением косейсмического скачка повышения уровня вследствие объемного сжатия водовмещающих пород при образовании разрыва в очаге землетрясения и кратковременного роста порового давления при прохождении сейсмических волн [1]. С использованием моделирования оценена амплитуда косейсмического повышения уровня ( $\Delta h=7,3$  см), что соответствует величине деформации объемного сжатия водовмещающих пород  $4,5 \cdot 10^{-8}$  [9].

После землетрясения уровень понижался в течение 3 мес. с амплитудой около 70 см (рис. 1 В). С учетом характера сезонного тренда за многолетний период, амплитуда постсейсмического понижения уровня оказалась меньше и составила  $\approx 40$  см (рис. 1 В). Ранее эффект интенсивного постсейсмического понижения уровня воды

наблюдался в этой скважине после Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г.,  $M_w = 7,8$ ,  $R=310$  км и землетрясения 28.02.2013 г.,  $M_w = 6,8$ ,  $R=280$  км [5, 7].

Ретроспективный анализ изменений уровня воды в скв. ЮЗ-5 за многолетний период с учетом его внутригодовой среднесезонной функции и линейного тренда показал наличие аномального повышения уровня воды перед землетрясением. Наиболее интенсивный подъем наблюдался с середины октября 2015 г., его амплитуда составила примерно 20 см (рис. 1 В). Мы предполагаем, что таким образом проявлялся гидрогеодинамический предвестник Жупановского землетрясения. Ранее предвестник в виде бухтообразного понижения уровня с амплитудой 11 см и продолжительностью около трех недель проявлялся перед Кроноцким землетрясением и, как предполагалось, был обусловлен падением порового давления при развитии квазиупругой деформации расширения водовмещающих пород на стадии подготовки этого землетрясения [4].

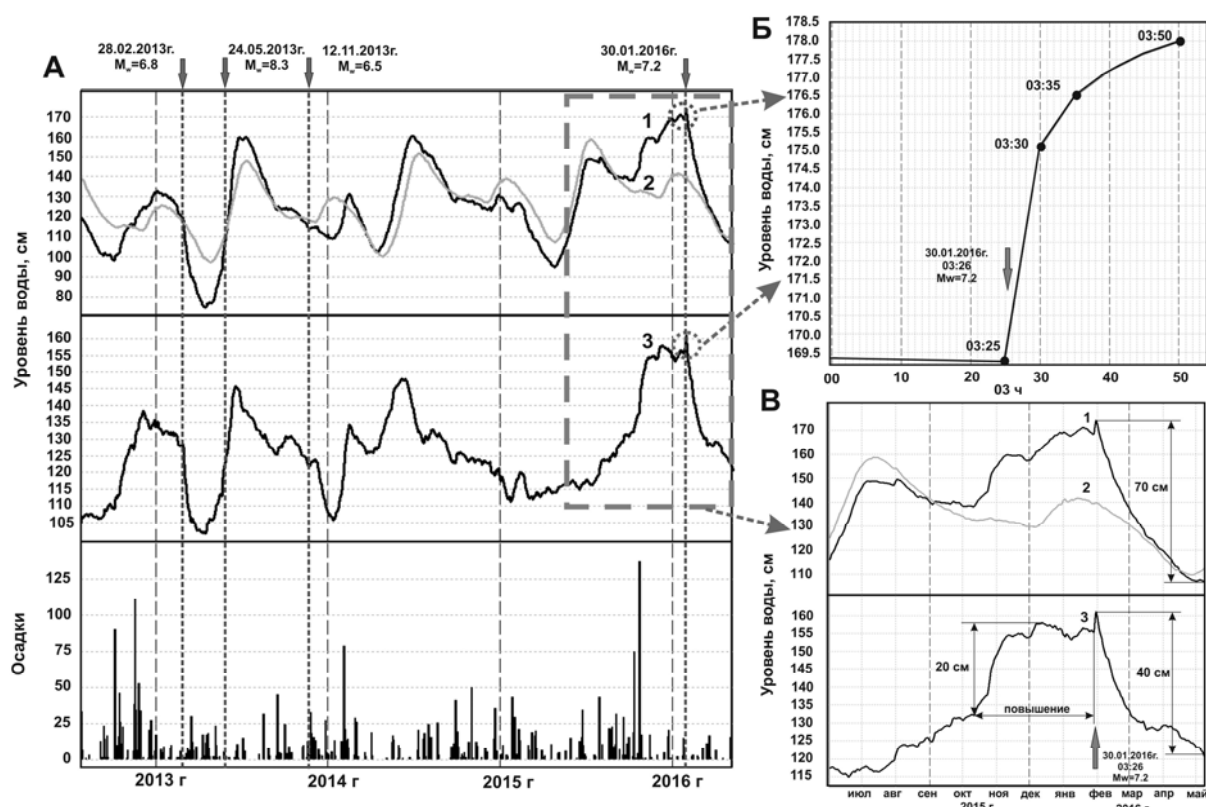


Рис. 1. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5: А – графики изменений уровня воды с июля 2012 по май 2016 гг. в сопоставлении с осадками и землетрясениями с  $M_w \geq 6,5$  (показаны стрелками): 1 – среднечасовые данные наблюдений с компенсированными баровариациями; 2 – выделенные сезонные вариации уровня воды совместно с линейным трендом; 3 – остатки в изменениях уровня воды после компенсации годовой сезонности и тренда: жирным пунктиром обозначен фрагмент графиков в период воздействия подготовки и реализации Жупановского землетрясения, см. рис. В); Б – косейсмическое повышение уровня воды после вступления сейсмических волн от Жупановского землетрясения (03:25); В – предположительно предвестниковые и постсейсмические изменения уровня воды в период подготовки и реализации Жупановского землетрясения.

*Скважина Е-1.* Изменения уровня воды в скважине Е-1 представлены на рис. 2. В период Жупановского землетрясения было зарегистрировано последовательное проявление гидрогеодинамического предвестника в форме понижения уровня с повышенной скоростью и повышение уровня после землетрясения с амплитудой 3,7 см

в течение двух месяцев. Такие вариации уровня являются типичным для этой скважины при сильных ( $M_w \geq 6,6$ ) местных землетрясениях на расстояниях до 300 км [2, 3, 5-7].

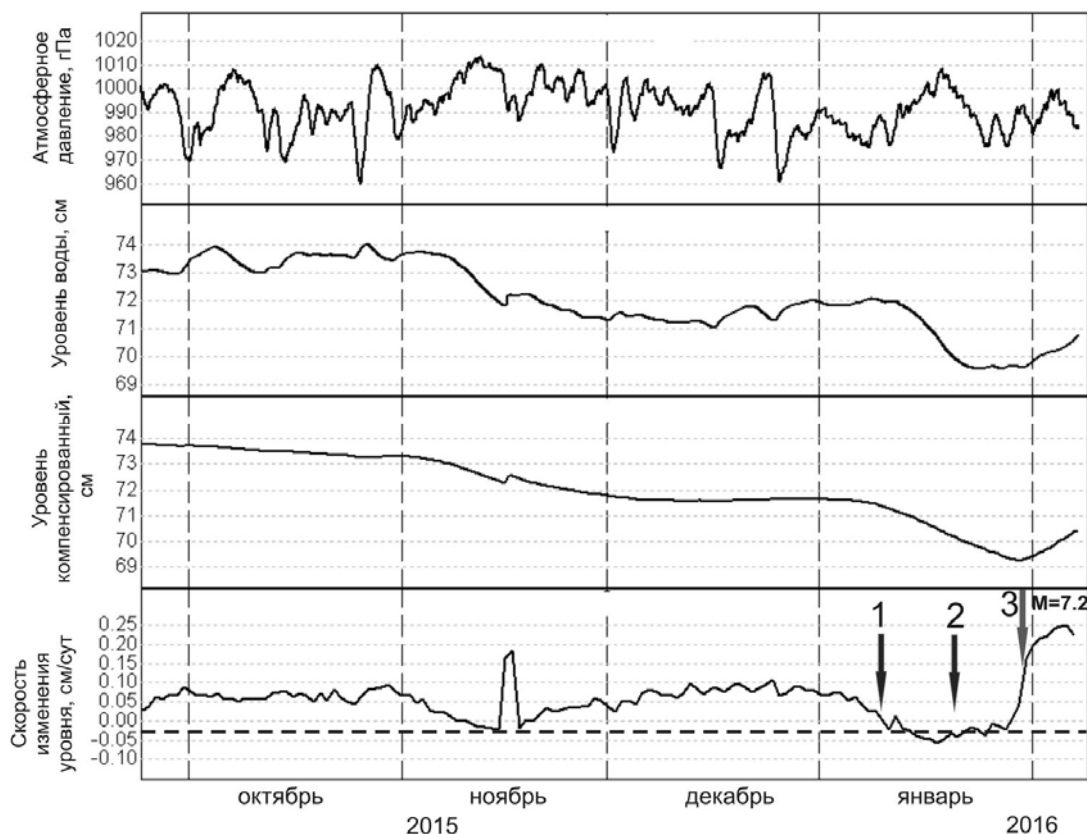


Рис. 2. Изменения уровня воды в скв. Е-1 в сентябре 2015 – феврале 2016 гг. в период подготовки и реализации Жупановского землетрясения 30.01.2016 г.,  $M_w=7,2$ . На нижнем графике цифрами показаны: 1 – 10 января - начало формирования гидрогеодинамического предвестника, 2 – 21 января - дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС о возможности сильного землетрясения, 3 – Жупановское землетрясение; пунктирной линией показано пороговое значение скорости понижения уровня воды.

Гидрогеодинамический предвестник проявлялся в течение 20 сут (см. нижний график на рис. 2). Такой предвестник проявляется примерно перед 70% землетрясений с  $M_w \geq 5,0$  на расстояниях до 350 км. Для него имеется параметрическое описание и оценки его надежности для прогноза для землетрясений с различными величинами магнитуды, основывающиеся на результатах ретроспективного анализа проявлений гидрогеодинамического предвестника за период многолетних наблюдений [3]. С использованием этого вида предвестника по текущим данным уровнемерных наблюдений на скв. Е-1 осуществляется оценка опасности возникновения сильных землетрясений в районе г. Петропавловска-Камчатского с предоставлением прогнозных заключений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС). В прогнозном заключении от 21 января 2016 г. указывалось на возможность землетрясения с  $M_w \geq 5,0$  в течение ближайшего месяца в радиусе 350 км от скважины Е-1.

Жупановское землетрясение с  $M_w=7,2$ , произошедшее на эпицентральной расстоянии 80 км от скважины, соответствовало прогнозу от 21 января по величине магнитуды, по времени и по местоположению, и прогноз, поданный 21 января в КФ РЭС, является успешным [8].



## Заключение

Пример Жупановского землетрясения демонстрирует, что используемая в КФ ФИЦ ЕГС РАН система уровнемерных наблюдений позволяет диагностировать в режиме близком к реальному времени различные типы гидрогеосейсмических вариаций уровня воды при сильных землетрясениях, в т. ч. их гидрогеодинамические предвестники.

По данным наблюдений за вариациями уровня воды в скважине Е-1 осуществлен успешный прогноз Жупановского землетрясения 30 января 2016 г.,  $M_w=7,2$  с временем упреждения 20 суток. Прогноз сопровождался вероятностной оценкой его реализации, основанной на параметрическом описании связи между проявлениями предвестника и произошедшими землетрясениями по данным многолетних наблюдений.

В изменениях уровня воды в скв. ЮЗ-5 ретроспективно обнаружено аномальное повышение уровня воды в течение не менее 3,5 месяцев, предшествующее Жупановскому землетрясению.

Работа выполнена в рамках плановых тем НИР КФ ФИЦ ЕГС РАН рег. №№ АААА-А16-116070550057-7, АААА-А16-116070550059-1.

## Список литературы

1. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Косейсмические эффекты сильных камчатских землетрясений 2013 г. в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2016. № 2. Вып. № 30. С. 66-76.
2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39-52.
3. Копылова Г.Н. Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е-1, Камчатка (по данным наблюдений 1996-2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24-28.
4. Копылова Г.Н., Болдина С.В. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.,  $M_w=7.8$  // Тихоокеанская геология. 2012. № 5. С. 104-114.
5. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Триггерное воздействие землетрясений на подземные воды (по данным наблюдений на Камчатке) // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16-19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2015. С. 70-78.
6. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4, Т. 52. С. 43-56. DOI: 10.21455/si2016.4-4
7. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смолина Н.Н. и др. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в пьезометрических скважинах Камчатки (по данным наблюдений 1987-2011 гг.) // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2012. С. 236-269.
8. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р. и др. Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. с  $K_s=15.7$ ,  $M_w=7.2$ ,  $I=6$  (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2016. № 1. Вып. № 29. С. 5-16.
9. Kopylova G.N., Steblov G.M., Boldina S.V., Sdel'nikova I.A. The Possibility of Estimation the Coseismic Deformation from Water Level Observations in Wells // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010. V. 46, №. 1. P. 47-56. DOI:10.1134/S1069351310010040

**Разработка автоматизированного аппаратурно-программного комплекса для регистрации подпочвенных газов в пункте «Институт» на Петропавловск-Камчатском геодинимическом полигоне**

**Д.И. Будилов<sup>1</sup>, П.П. Фирстов<sup>1</sup>, Е.О. Макаров<sup>1</sup>, Д.В. Исакевич<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», budilov@emsd.ru

<sup>2</sup>Владимирский государственный университет, г. Владимир, Россия

В работе рассмотрены первые шаги создания аппаратурно-программного комплекса для сети пунктов регистрации радона в подпочвенном воздухе на Петропавловск-Камчатском геодинимическом полигоне. Описана реализация такого комплекса в наиболее оснащенном пункте «Институт».

### **Введение**

Процессы дегазации Земли неравномерно протекают как в пространстве, так и во времени и в значительной степени контролируются распределением и величиной напряжений в разломах земной коры различной иерархии. Миграция газов в верхней толще земной коры определяется диффузионными и фильтрационными свойствами горных пород, которые зависят от их проницаемости, пористости и трещиноватости. На фильтрационные свойства геосреды также оказывают влияние вариации напряженно-деформированного состояния геосреды, что должно находить отражение в динамике концентрации подпочвенного газа вблизи дневной поверхности [5].

Наиболее технологичным методом в геохимических исследованиях с целью прогноза землетрясений является регистрация радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) в подпочвенном воздухе. Поиски связи между содержанием Rn в подпочвенном воздухе и изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды на последней стадии подготовки сильных землетрясений усиленно ведутся в течение последних нескольких десятков лет во всех сейсмоактивных регионах Земли. На Петропавловск-Камчатском геодинимическом полигоне, с целью поиска предвестников сильных землетрясений, в 1997 г. начала создаваться сеть пунктов мониторинга подпочвенных газов, которая в настоящее время состоит из 5 пунктов, расположенных в разных геолого-тектонических структурах вблизи Авачинского залива [7].

### **Описание пункта «Институт» (ИНС)**

Наиболее оснащенный в аппаратурном плане пункт ИНС расположен вблизи здания Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в пределах Петропавловского горста. Он создан на основе скважины глубиной 350 м и состоит из бункера, заглубленного на 2,5 м над оголовком скважины, над которым установлен металлический контейнер [4]. В этом пункте осуществляется регистрация Rn (4 канала),  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ , а также температуры и давления как в бункере, так и в контейнере (рис. 1).

В качестве датчиков концентрации Rn используются газоразрядные счетчики (ГС), позволяющие вести регистрацию его концентрации по  $\beta$ -излучению его дочерних продуктов распада [5]. Как показал многолетний опыт, использование ГС обеспечивает большую надежность, что очень важно для непрерывных наблюдений. Проведенные исследования выпускаемых отечественной промышленностью ГС показали, что разброс их чувствительности не превышает ~10% от паспортной величины. Длительный срок хранения (до 50 лет) и продолжительная эксплуатация мало оказывает влияние на первоначальную чувствительность ГС [1]. С целью повышения

чувствительности, как правило, ГС помещаются в накопительную камеру (оцинкованное ведро, 10 л), которое заглубляется в грунт на глубину от 0.1 до трех метров (рис. 1).

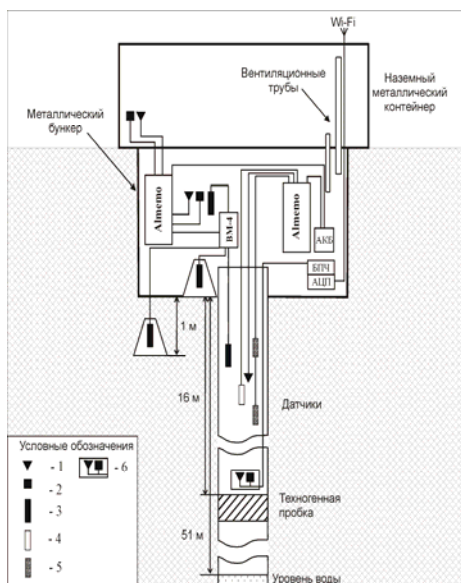


Рис. 1. Схема размещения датчиков в пункте ИНС: 1 – датчик температуры; 2 – датчик давления; 3 – датчик  $\beta$ -излучения; 4 – датчик  $\text{CO}_2$ ; 5 – датчик  $\text{H}_2$ ; 6 – прецизионные датчики температуры и давления. BM-4 – четырехканальный формирователь импульсов для регистрации  $\beta$ -излучения прибором ALMEMO [4].

Дополнительно для прецизионных измерений температуры и давления в стволе скважины на глубине ~15 м в 2014 г. был установлен кварцевый датчик ПДТК-0.1МР, обладающий разрешающей способностью 0.01°C и 0.05 мм рт. ст. Регистрация через частотомер МЦ-1 производства

ООО «КварцСенс» осуществляется с помощью регистратора JORES, разработанного в КФ ФИЦ ЕГС РАН.

Информация снимается с 11 датчиков концентрации почвенных газов и метеорологических величин с помощью современных регистрирующих приборов серии ALMEMO фирмы Ahlborn, которые оборудованы системой интеллектуальных коннекторов, обеспечивающих подключение датчиков различных параметров. Для мониторинга предвестниковых параметров сильных землетрясений южной Камчатки в 2016 начал создаваться автоматизированный аппаратно-программный комплекс с целью получения информации в режиме, близком к реальному времени.

### Описание автоматизированного аппаратно-программного комплекса

В пункте ИНС информация с датчиков поступает на коннекторы двух регистрирующих устройств (ALMEMO: 2590-4S, 2390-8). Оцифровка данных с аналоговых датчиков с частотой дискретизации 6 час<sup>-1</sup> происходит в коннекторах и регистрируется приборами ALMEMO. Импульсные разряды с газоразрядных счетчиков через формирователь импульсов и коннектор (ZA9909AK2U) регистрируются на тех же приборах, что является неоспоримым преимуществом регистраторов ALMEMO. Через COM-порт ALMEMO данные поступают на преобразователь пользовательских интерфейсов (MOXA NPort-5210A) с широким диапазоном рабочей температуры (-40...+75 °C) и далее по сети ethernet КФ ФИЦ ЕГС РАН информация передается на сервер сбора данных лаборатории акустического и радонового мониторинга КФ ФИЦ ЕГС РАН. После предварительной обработки, происходит запись текущей информации в базу данных «Полигон» [3] мониторинга почвенных газов (рис. 2).

Текущая информация в базе данных обновляется с десятиминутным интервалом и визуализируется на созданном автоматизированном рабочем месте оператора, который может наблюдать за динамикой ОА Rn за десятидневный период. Одновременно со сбором данных выполняется синхронизация системного времени и управление регистрирующими приборами ALMEMO в составе комплексов регистрации концентрации почвенных газов [4].

Для разработки программного комплекса был выбран язык программирования

Python. Благодаря простой интеграции с кодом таких низкоуровневых языков как С, С++ и Fortran язык Python отлично подходит для создания приложений обработки данных. При разработке использовались: библиотеки NumPy - как основной пакет для научных расчетов на языке Python (<http://www.numpy.org/>); SciPy - библиотека предназначенная для выполнения научных и инженерных расчетов (<http://www.scipy.org/>); Bokeh - библиотека для интерактивной визуализации потоковых данных (<http://bokeh.pydata.org/en/latest/>); Pandas - библиотека сочетающая высокую производительность при работе с массивами данных и возможность манипулировать ими подобно электронным таблицам (<http://pandas.pydata.org/>).



Рис. 2. Блок-схема работы автоматизированного аппаратно-программного комплекса с целью мониторинга концентрации подпочвенных газов в пункте ИНС



Рис. 3. Блок-схема работы программы для автоматизированной регистрации (а) и визуализации (б) подпочвенных газов, экранная форма графиков концентрации радона за период 27.02-8.03.2017 г. (в)

В рабочем режиме программа ожидает ответа с COM-порта ALMEMO. Получив ответ - строку с данными, программа преобразует строку в формат списка и вносит отформатированные данные в базу данных (рис. 3а). Модуль построения графика с интервалом в 10 минут запрашивает данные для построения графика и выводит его на локальном сервере для доступа через Web-запрос (рис. 3б, в).

В дальнейшем с целью автоматизированного выделения предвестниковых аномалий, планируется включение в работу комплекса прикладной программы для выделения предвестниковых аномалий сильных землетрясений. Это предполагается

реализовать на основании методики айгеноскопии, которая позволяет выделять реперные точки коллективного поведения в многомерных рядах [2,7].

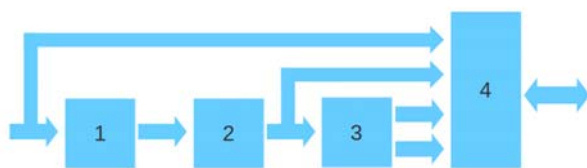


Рис. 4. Схема работы айгеноскопа

Айгеноскоп - анализатор собственных векторов и компонент сигнала - измерительный и исследовательский прибор общего и специального назначения. Его предназначение - визуальный или автоматический анализ исследуемых сигналов и принятие решений с использованием базиса собственных векторов матриц смешанных моментов сигналов [2]. В состав айгеноскопа (анализатор собственных векторов и компонент сигнала) входят: 1 - блок масштабирования; 2 - блок вычисления матрицы смешанных моментов для заданного интервала анализа сигнала; 3 - блок вычисления собственных векторов и собственных значений; 4 - блок вычисления скалярных произведений и анализа признаков (рис. 4).

### Заключение

С целью автоматизации сбора и оперативной обработки данных с сети пунктов регистрации подпочвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинатическом полигоне в КФ ФИЦ ЕГС РАН ведется разработка аппаратно-программного комплекса. Разработаны и внедрены отдельные элементы автоматизированного сбора и первичной обработки данных в реальном времени с наиболее оснащенного пункта ИНС.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00162.

### Список литературы

1. Глухов Ю.А., Васильев А.В., Лукьянов Д.И., и др. Разработка регистрирующей схемы для газоразрядных счетчиков // АНРИ. 2009. № 4 (60). С.33–36.
2. Исакевич В.В., Исакевич Д.В., Грунская Л.В. Анализатор собственных векторов и компонент сигналов. Патент на полезную модель RU 116242. Дата выдачи патента 30.09.2011 г., срок действия патента до 30.09.2021 г., <http://bankpatentov.ru/node/207042>.
3. Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А. Информационная система "Полигон": комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений / Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Матер. междунар. геофиз. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 393-399.
4. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Том 48. № 1. С. 2-10
5. Рудаков В.П. Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ: Автореф. дис... докт. физ.-мат. наук. М. 1992 г. 46 с.
6. Фирстов П.П. Исакевич В.В., Макаров Е.О., Исакевич Д.В., Грунская Л.В. Применение методики айгеноскопии для поиска предвестников сильных землетрясений в поле почвенного радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) на Камчатке (август 2012 – август 2013 гг.) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 3, С. 63-75.
7. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) на Паратунской геотермальной системе в 1997–1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33–43.

## Вулканизм как составная часть волнового планетарного геодинамического процесса

**А.В. Викулин**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: vik@kscnet.ru*

Интерпретируются полученные нами ранее данные о миграции сейсмической и вулканической активности в тектонических поясах Земли. Показывается, во-первых, что вулканический и сейсмический процессы, протекающие в пределах сейсмических и вулканических поясов планеты, соответственно, могут являться волновыми проявлениями единого геодинамического процесса. Во-вторых, волновое взаимодействие магматических очагов вулканов, как между собой, так и с очагами тектонических землетрясений, может осуществляться только посредством окружающих их упругих полей, что, в принципе, противоречит существующим представлениям о магматическом очаге, как объеме, заполненном жидкой магмой.

*Введение.* Понятие о вулканизме как процессе планетарного масштаба связано, в основном, с гигантскими объемами изливавшейся в течение достаточно коротких отрезков времени на поверхность Земли жидкой лавы. Такие излияния приводили к образованию новых и значительному увеличению и протяженности, и мощности уже существующих геологических структур, формировавших как лик планеты, так и ее тектонику, к изменению общего характера движения всех структур планеты, в совокупности, относительно друг друга. Такие «вулканические» изменения в совокупности с изменениями другой природы (сейсмической, химической, тепловой, космической и др.) и сформировали современные геодинамические движения. Полученные в настоящее время данные и установленные на их основе закономерности распределения в пространстве и во времени действующих вулканов и их извержений позволяют планетарный характер вулканического процесса оценить с несколько иных позиций.

*Миграция вулканической и сейсмической активности* – закономерное распределение извержений вулканов и очагов тектонических землетрясений вдоль поясов ( $l$ ) и во времени ( $t$ ), как видно из данных на рис. 1, может быть описано простым линейным соотношением:

$$l_i = a + bt_i, \quad (1)$$

изучалась многими исследователями. Здесь  $l_i$  и  $t_i$  – координаты и времена извергавшихся вулканов и очагов землетрясений, соответственно,  $a$  и  $b$  – определяемые экспериментально параметры. В наиболее полном объеме такое исследование с использованием данных для трех самых активных поясов Земли было проведено в наших работах [6, 11], в которых содержатся, в том числе, и обзоры работ, выполненных другими исследователями.

Суммируя все данные, результаты работ по миграции сейсмической и вулканической активности в пределах трех основных тектонических поясов Земли представлены на рис. 2.

Аналитические выражения представленных на рис. 2 зависимостей скоростей миграции  $V$  от величин землетрясений (магнитуды  $M$ ) и извержений вулканов (индекса эксплозивной активности  $W$ ) записываются следующим образом:

$$\begin{aligned} M_{TO} &\approx (7,6 \pm 1,0)LgV; M_{АГП} \approx (6,7 \pm 0,5)LgV; M_{САХ} \approx (-4,6 \pm 0,2)LgV & (2 \text{ а, б, в}) \\ W_{TO} &\approx (-3,1 \pm 0,6)LgV; W_{АГП} \approx (-3,9 \pm 1,0)LgV; W_{САХ} \approx (-0,8 \pm 0,2)LgV. & (2 \text{ г, д, е}) \end{aligned}$$



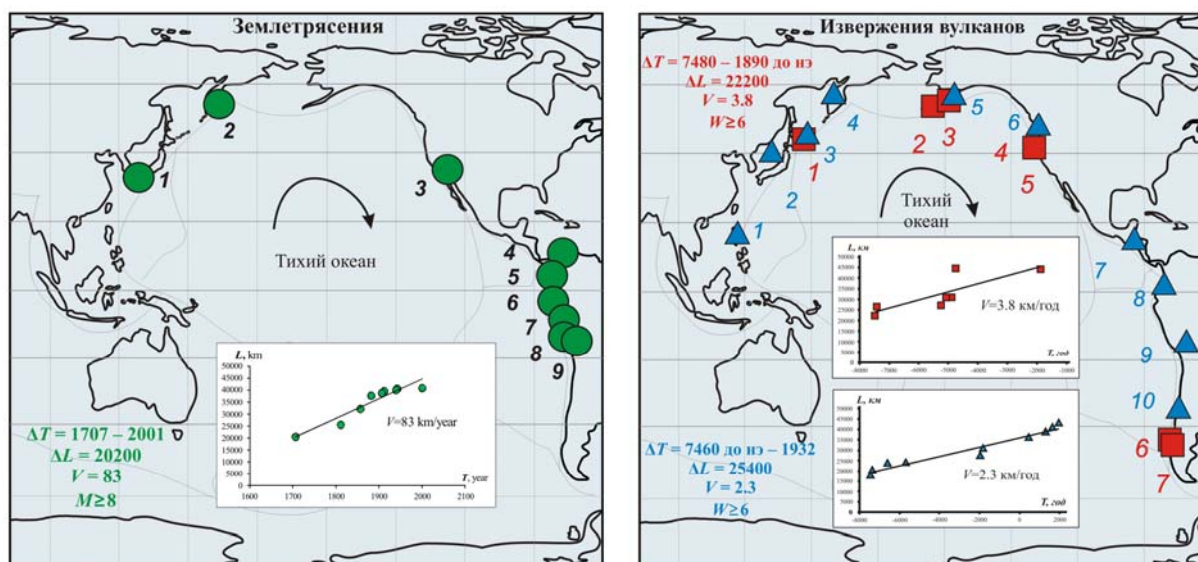


Рис. 1. Примеры цепочек землетрясений (а) и извержений вулканов (б).  $\Delta T$  – временной интервал событий в цепочке в годах,  $\Delta L$  – протяженность цепочки в км,  $V$  – скорость цепочки в км/год.

Волновая сущность процесса миграции вулканической и сейсмической активности видна из соотношения (1), согласно которому скорость миграции определяется физически очевидным соотношением  $V = dl/dt = b$ , где  $V$  – скорость миграции. Из данных, представленных на рис. 2, и из выражений (2) можно видеть, что волновые процессы миграции и вулканической и сейсмической активности имеют, по сути, одну и ту же природу. Более того, проведенные нами исследования показали, что для совокупностей и вулканических извержений, и очагов землетрясений, рассматриваемых по отдельности, выявляются общие «основной»  $T_0 \approx 250$  лет и кратные ему «четные»  $T_2 \approx 500$ ,  $T_4 \approx 1000$  и  $T_8 \approx 2000$  лет периоды [7].

*Взаимосвязь вулканизма и сейсмичности.* Приведенные выше данные позволили сформулировать вывод о том, что и вулканический, и сейсмический процессы, являясь взаимосвязанными процессами [1], по сути, представляют собой волновые проявления единого геодинамического планетарного процесса [8].

*О природе магматического очага действующего вулкана.* Единая природа – упругое поле, взаимосвязи как между очагами тектонических землетрясений и магматическими очагами вулканов, расположенных в пределах сейсмических и вулканических поясов, соответственно, так и между очагами тектонических землетрясений и магматическими очагами вулканов, расположенных в рядом расположенных поясах, накладывает вполне определенные условия на фазовое состояние вещества, слагающего магматический очаг действующего вулкана: как очаг землетрясения, так и магматический очаг вулкана не может быть заполнен жидкой магмой.

Согласно существующим представлениям [10], очаги, питающие извержения вулканов, заполнены магматическим расплавом со свойствами, характерными для жидкости. Такие магматические очаги, как уже неоднократно отмечалось [4, 5], не соответствуют (фактически, противоречат) имеющимся геофизическим данным, так как они «пропускают» сквозь себя поперечные сейсмические волны. Такие магматические очаги под действующими вулканами не могут соответствовать и описанным выше механизмам их взаимодействия, как между собой, так и с очагами тектонических землетрясений. Действительно, жидкость является, по сути, несжимаемой средой, в

которой накопить необходимые для такого взаимодействия упругие напряжения невозможно.

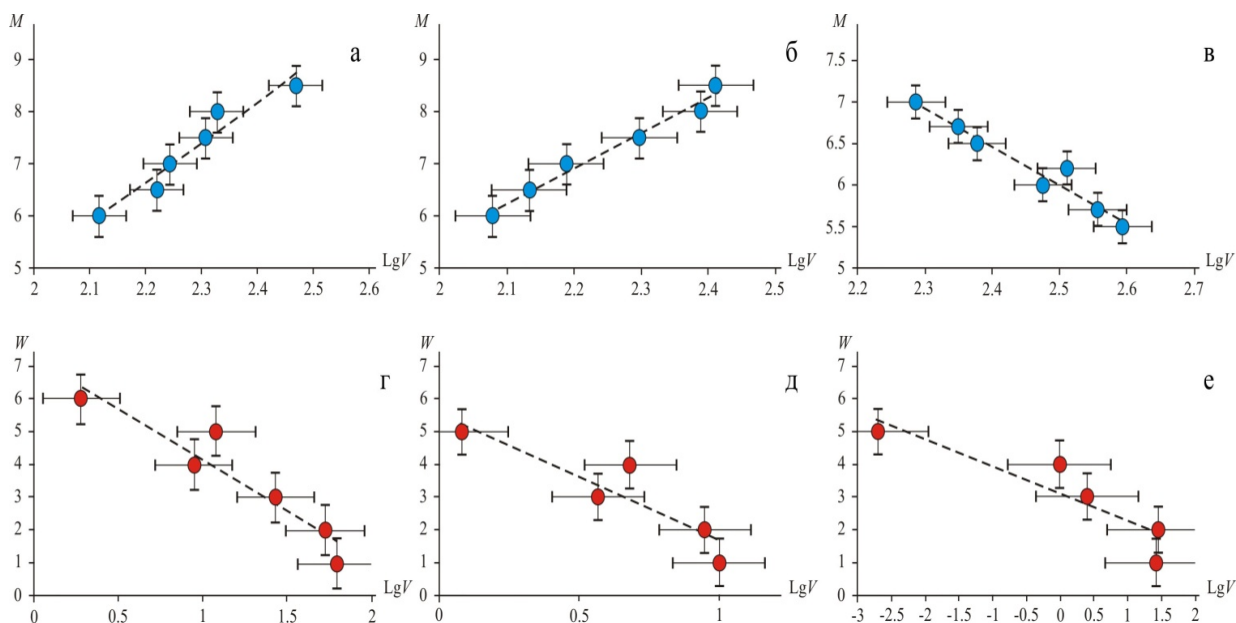


Рис. 2. Зависимости между энергетическими характеристиками  $M$  и  $W$  и скоростями миграции  $V$  очагов землетрясений (а, б, в) и вулканических извержений (г, д, е). а) и г) – для окраины Тихого океана (ТО); б) и д) – для Альпийско-Гималайского пояса (АГП); в) и е) – для Срединно-Атлантического хребта (САХ). Планками погрешностей отмечены величины среднеквадратических отклонений.

Была предложена и термодинамически обоснована модель вулканического магматического очага, вещество которого находится в «перегретом» (выше точки плавления) твердом состоянии [2-4, 9]. Такой «твердотельный» магматический очаг способен «пропускать» сквозь себя поперечные волны и накапливать упругие напряжения, достаточные для обеспечения упругого взаимодействия магматического очага вулкана, как с магматическими очагами других вулканов, так и с очагами тектонических землетрясений.

### Список литературы

1. Акманова Д.Р., Долгая А.А. Взаимосвязь сейсмичности и вулканизма как проявлений волнового геодинамического процесса // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: Тезисы докладов Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран (11–16 августа 2014 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 78.
2. Викулин А.В., Акманова Д.Р. Магматический очаг как свойство земной коры // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 213–230.
3. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Вулканический процесс в блоковой геосреде // Литосфера. 2015. № 4. С. 5–13.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Новый взгляд на природу магматического очага // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАРД, 2015. С. 293–312.
5. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Фазовый переход твердое тело – жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 107–111.

6. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 3. С. 34–54.
7. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. О волновом геодинамическом (сейсмическом и вулканическом) процессе // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 190–197.
8. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Сейсмическая и вулканическая активность как проявления единого волнового геодинамического процесса // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: VII международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край, 29 августа – 2 сентября 2016 г.: сб. докл. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2016. С. 242-245.
9. Иванчин А.Г., Викулин А.В., Фадин В.В. Ротационная модель теплового разогрева и проблема вулканических очагов // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2011. С. 302–306.
10. Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 с.
11. *Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3. № 1. P. 1–18.

**Геодинамические волны деформации в блоковой геосреде и их модельное представление в виде волн миграции сейсмической и вулканической активности**  
**А.И. Герус<sup>1,2</sup>, А.В. Викулин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;  
e-mail: gerus@kscnet.ru*

<sup>2</sup> *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*

В работе изложен возможный подход к модельному описанию геодинамических волн деформации в земной коре. Приведены результаты численных расчетов динамических параметров решения модифицированного уравнения синус-Гордона и их интерпретация в смысле параметров очага землетрясения.

В настоящее время широко распространена концепция переноса деформационных напряжений в земной коре посредством «медленных движений» – волн деформации, скорости которых на несколько порядков ниже скоростей звука, но выше скоростей тектонических течений (крипа). Прямые инструментальные наблюдения таких волн затруднены тем, что они имеют очень малую скорость и амплитуду, и специфическую поляризацию. Фактически, такие волны удастся распознать лишь косвенным образом – по наиболее выраженным вариациям геофизических полей. Например, изменение концентрации подпочвенного радона [8], вариация излучения акустической эмиссии [12], смещение GPS-станций [9].

Такое известное и активно исследуемое явление, как миграция сейсмической и вулканической активности, находит свое объяснение в виде волнообразных изменений полей напряжения.

Впервые представление о медленной деформационной волне как о солитоне (уединенной волне) было сформулировано В.Н. Николаевским в 1995 году [7]. В контексте механики Коссера им было предложено уравнение движения такой волны в блоковой среде в виде классического уравнения  $\sin$ -Гордона. С тех пор это уравнение успешно применяется разными исследователями при моделировании динамики разломов, а также при описании механизмов поворота и скольжения элементов земной коры [1]. Важной особенностью этого уравнения является то, что оно имеет целое семейство качественно отличающихся друг от друга солитонных решений.

В пользу представлений о солитонных деформационных волнах говорит также существование медленных деформационных фронтов в металлах, которые могут двигаться с разными скоростями в зависимости от уровня действующих напряжений, а также останавливаться и взаимодействовать между собой, как солитоны [6].

Для сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана разработана блоковая ротационная модель движения геосреды [5], которая не только не обладает недостатками, связанными с континуумом Коссера [7], но и позволяет описать такие свойства геосреды, как ее энергонасыщенность и реидность. Основные особенности этой модели заключаются в том, что: а) элементарная часть вращающегося твердого тела – блок земной коры – является жестким недеформируемым объемом; б) его движение может быть связано только с действием собственного момента; в) такое движение приводит к изменению напряженного состояния в окружающей блок земной коре [5].

В рамках блоковой ротационной модели поворотное движение блоков в цепочке также математически представлено уравнением синус-Гордона, однако в данном случае

уравнение не просто постулируется, а аналитически выводится из моментного взаимодействия блоков между собой [2, 4]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta, \quad (1)$$

где  $\theta = \beta/2$ ,  $\xi = k_0 z$  и  $\eta = c_0 k_0 t$  – безразмерные координаты,  $z$  – расстояние вдоль цепочки блоков,  $t$  – время,  $\beta$  – функция угла поворота,  $c_0$  – характерная скорость процесса,  $k_0$  – волновое число. Здесь под углом поворота следует понимать угол, в котором заключена дуга, вдоль которой блок смещается по поверхности коры; сам же блок ассоциируется с сейсмофокальным объемом.

Классическое аналитическое односолитонное решение уравнения СГ имеет следующий вид:

$$\theta = 4 \operatorname{arctg} \left[ \exp \left( \frac{\xi - u \eta - \xi_0}{\sqrt{1 - u^2}} \right) \right], \quad (2)$$

$$u = \frac{U}{c_0}, \quad c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \sqrt{\frac{G}{\rho}} \Omega R_0,$$

где  $U$  – скорость распространения уединенной волны деформации (поворота).

В модели движения среды, описываемой уравнением СГ (1), волновое решение (2) задает равномерное смещение равновеликих блоков друг относительно друга. Скорость распространения такой волны постоянна во времени. Для того, чтобы уравнением (1) можно было описать реальный сейсмический процесс, в нем необходимо учесть структурную неоднородность модельной цепочки.

Дополним (в соответствии с теорией возмущений [10]) нашу модель (1) эффектами отклонения моментов сил блоков от равновесных положений  $\mu$  и трения на границах  $\alpha$ . Тогда структурное возмущение будет выглядеть следующим образом:

$$\mathcal{E}f = -\alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} - \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (3)$$

и возмущенное уравнение СГ запишется в виде:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} + \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (4)$$

где  $\delta(\xi)$  – Функция Дирака.

Уравнение (4) не имеет аналитических решений, так как в формуле одиночного солитона (2) скорость  $u$  и фаза  $\xi_0$  в присутствии структурного возмущения (3) приобретают зависимость от времени:

$$X = \int_0^t u(t') dt' + \xi_0(t), \quad \frac{dX}{dt} = u(t) + \frac{d\xi_0(t)}{dt}, \quad (5)$$

$$\theta = 4 \operatorname{arctg} \left[ \exp \left( \frac{\xi - X(t)}{\sqrt{1 - u(t)^2}} \right) \right]. \quad (6)$$

Следуя методике авторов [10], в результате подстановки (5)-(6) в (4) мы получили систему уравнений, из которой и были численно рассчитаны динамические параметры модели – значения координаты  $X$  и скорости  $u$ . Кроме того, нами была рассчитана производная по времени от функции угла поворота блока – скорость поворотного деформирования:

$$\dot{\theta} = \frac{d\beta}{dt} = 20 \sqrt{\frac{\Omega \sqrt{G/\rho}}{R_0}} \frac{u}{\sqrt{1-u^2}} \operatorname{sech} \left( \frac{X - u\eta}{\sqrt{1-u^2}} \right), \quad (7)$$

которая при моделировании деформационного процесса представляет большой интерес.

При  $\alpha = \mu = 0$  уравнение (4) сводится к невозмущенному уравнению (1), для которого солитон (2) движется равномерно, т.е. имеет постоянные значения  $U$  и  $\dot{\theta}$ .

Анализ проводился при значениях параметра  $\alpha = 0.4-0.8$ , соответствующих реальным разломам [11], с фиксированной величиной коэффициента неоднородности  $\mu = 0.0005$ , а также при значениях  $\mu$  в пределах  $\mu = 0.0001-0.0005$  и фиксированном  $\alpha = 0.6$ . В результате нами были получены следующие графики изменения динамических параметров решения (рис. 1).

Скорость распространения волны и скорость поворотной деформации в присутствии структурного возмущения (3) меняются со временем, причем первая всегда имеет один локальный максимум  $U_{max}$ , а вторая – два максимума и один минимум между ними. После колебаний оба параметра выходят на асимптотику. Значение координаты  $X$  асимптотически ограничено величиной блока –  $10^5$  м.

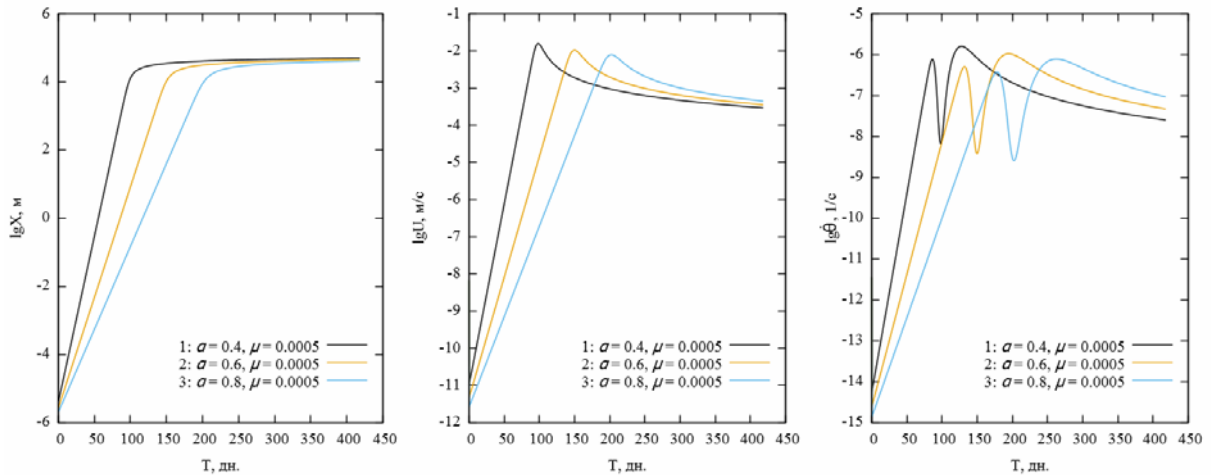


Рис. 1. Динамика изменения параметров  $X$ ,  $U$  и  $\dot{\theta}$  при  $\alpha = 0.4, 0.6, 0.8$ .

Помимо зависимостей скорости распространения процесса от значений  $\alpha$  и  $\mu$ , было установлено существование инвариантных величин, не зависящих от  $\alpha$  и  $\mu$ , но характерных для процесса в целом: 1) отношение максимумов скорости деформации  $\dot{\theta}_{max2}/\dot{\theta}_{max1} \approx 2$ ; 2) отношение продолжительностей максимумов скорости деформации  $\Delta T_{max2}/\Delta T_{max1} \approx 6$ , которые могут быть интерпретированы как форшоковые и афтершоковые закономерности [3].

Интерпретация графика скорости деформации  $\dot{\theta}$  может быть следующей. Структурная неоднородность в цепочке, величина которой характеризуется коэффициентом  $\mu$ , отражает момент реакции блока на подошедшую к нему волну деформации в виде «срабатывания», высвобождения накопленных напряжений при землетрясении, произошедшем в результате локализации неустойчивой деформации в определенный момент времени (минимум на графике  $\dot{\theta}$ ). Тогда первой и второй стадиям взаимодействия геодинамической волны с сейсмофокальным блоком (первый и второй максимумы на кривой  $\dot{\theta}$ ) могут соответствовать форшоковая и афтершоковая стадии сейсмического цикла.

Предельная скорость миграции глобальной сейсмической активности по оценкам в [5] составляет  $V_{1,max} = 1-10$  см/с, а энергетический характер миграционной



зависимости соответствует солитонному типу возбуждения. В нашей численной модели (4) солитонное решение также демонстрирует такие значения  $U_{max} = 1-10$  см/с (которые мы можем расценивать как его предельную скорость  $c_0$  в (2)) на некоторых диапазонах значений параметров  $\alpha$  и  $\mu$ ; в частности, при соответствующих реальным разломам [11]  $\alpha = 0.6$  и  $\mu = 0.0005 - 0.0050$ . Скорости примерно такого же порядка получают и многие другие исследователи в своих оценках.

Таким образом, несмотря на принципиальную сложность прямого инструментального наблюдения медленных геодинамических волн деформации в земной коре, существует немало косвенных свидетельств и признаков их существования, позволяющих в той или иной степени смоделировать механизмы их распространения и оценить некоторые их параметры. Приведенный в данной работе подход, будучи строго физическим по своей сути, в процессе численного моделирования убедительно согласуется с экспериментальными данными и позволяет описать некоторые свойства миграции сейсмического и вулканического процессов.

### Список литературы

1. Быков В.Г. Нелинейные волны и солитоны в моделях разломно-блоковых геологических сред // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 5. С. 1008-1024.
2. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика: сб. тр. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.
3. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67-84.
5. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г. и др. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела. 2016. Т. 58. № 3. С. 547-557.
6. Макаров П.В., Перышкин А.Ю. Математическая модель и результаты численного моделирования медленных волн деформации в элементах земной коры // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием, 3-8 октября 2016 г. М.: ИФЗ РАН, 2016. Т. 2. С. 301- 307.
7. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 3. С. 403-405.
8. Фирстов П.П., Макаров Е.О. Особенности формирования предвестниковых аномалий землетрясений в подпочвенном радоне на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Пятая научно-техническая конференция «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России». Сборник материалов. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2015. С. 300-305.
9. Bykov V.G., Trofimenko S.V. Slow strain waves in blocky geological media from GPS and seismological observations on the Amurian plate // Nonlin. Processes Geophys. 2016. № 23. P. 467-475.
10. McLaughlin D.W., Scott A C. Perturbation analysis of fluxon dynamics // Phys. Rev. A. 1978. № 18. P. 1652-1680.
11. Nur A., Ron H., Scotti O. Fault mechanics and the kinematics of block rotation // Geology. 1986. № 14. P. 746-749.
12. Poscolieri M., Gregori G.P., Paparo G. et al. Crustal deformation and AE monitoring: annual variation and stress-soliton propagation // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2006. № 6. P. 961-971.

**Получение массовых оценок региональных моментных магнитуд  $M_w$  и установление их связи с  $M_L$  для субдукционных камчатских землетрясений**  
**А.А. Гусев<sup>1,2</sup>, А.А. Скоркина<sup>2</sup>, В.М. Павлов<sup>2</sup>, И.Р. Абубакиров<sup>2</sup>, Е.М. Гусева<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; email: gusev@emsd.ru

<sup>2</sup>Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Общепринятой традицией становится стыковка региональных магнитуд  $M_L$  с моментной магнитудой  $M_w$ ; последняя жестко связана с сейсмическим моментом  $M_0$  очага, измеряемым в ньютон-метрах (Н·м). В работе: (1) описан ряд способов определения  $M_0$  для землетрясений Камчатки; (2) проведено сопоставление полученных оценок  $M_w$  друг с другом и с  $M_L$ .

### **Введение**

Для широкого спектра практических задач сейсмологии необходим каталог землетрясений с оценками магнитуд в единой шкале; при этом предпочтительной является шкала моментных магнитуд  $M_w$ , жестко связанная с сейсмическим моментом очага,  $M_0$ , измеряемым в физических единицах (Н·м). В настоящее время в качестве опорной магнитудной шкалы для Каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов [2] традиционно используется региональная магнитуда  $M_L$ , которая пересчитывается из энергетического класса  $K_S^{F68}$  [4] по формуле:  $M_L = K_S^{F68} / 2 - 0,75$ .

Оценки  $M_L$  для Курило-Камчатских землетрясений принято считать сопоставимыми с  $M_w$ . Однако полезно охарактеризовать связь  $M_L$  и  $M_w$  более детально. В этой связи возникают следующие группы задач: (1) сопоставить различные методики определения  $M_0$  и  $M_w$  в регионе и убедиться в согласованности получаемых оценок; (2) надежно определить среднюю связь  $M_w$  со стандартной региональной локальной магнитудой  $M_L$ . Эти задачи решали для условий Камчатки.

### **Исходный набор данных**

Предпосылкой такого исследования является создание в 2008–2010 гг. на Камчатке сети цифровых сейсмических станций (D0). Исходные данные по  $M_L$  имеются в региональном каталоге [2]. В качестве стандартных оценок  $M_w$  для Камчатки обычно рассматриваются оценки  $M_w^{GCMT}$  [5], с нижним порогом около  $M_w = 5$ . Для расширения набора данных по  $M_w$ , в дополнение к  $M_w^{GCMT}$  за период 2010–2014 для наборов Курило-Камчатских землетрясений ( $\varphi$ : 48°–58° с. ш.,  $\lambda$ : 153°–173° в. д.) оценили  $M_0$  по цифровым сейсмическим записям в регионе, велосиграфов и акселерографов (рис. 1).

### **Способы определения $M_0$ по цифровым сейсмическим записям**

Сейсмический момент  $M_0$  определяли четырьмя способами: (А) инверсией широкополосных сейсмограмм велосиграфов с использованием теоретических сейсмограмм; (В) по уровню спектров коды  $S$ -волны, по записям акселерографов; (С) по уровню спектров объемных  $S$ -волн, также по записям акселерографов. Последний определяли либо используя полосовую фильтрацию с помощью гребенки фильтров (С1), либо с использованием спектров Фурье (С2).

Для оценки  $M_w$  по уровню спектров выделяли по возможности площадку в низкочастотной части (НЧ) найденного очагового спектра смещений, что удавалось в 62% случаев (В), в 63% (С1) и в 69% (С2). В методах (В) и (С) для приведения наблюдаемых спектров к очаговым в форму спектра вносилась поправка за потери вдоль луча, для чего воспользовались оценками  $Q_s(f)$  из [1]. Для пересчета  $M_0$  в  $M_w$

использовали известную формулу:  $M_w = (2/3) \cdot (\log M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}] - 9,1)$  [6]. Отметим, что методики (В) и (С1) реализованы в автоматизированном режиме, а методики (А) и (С2) – в интерактивном. Кратко охарактеризуем упомянутые способы определения  $M_0$ .

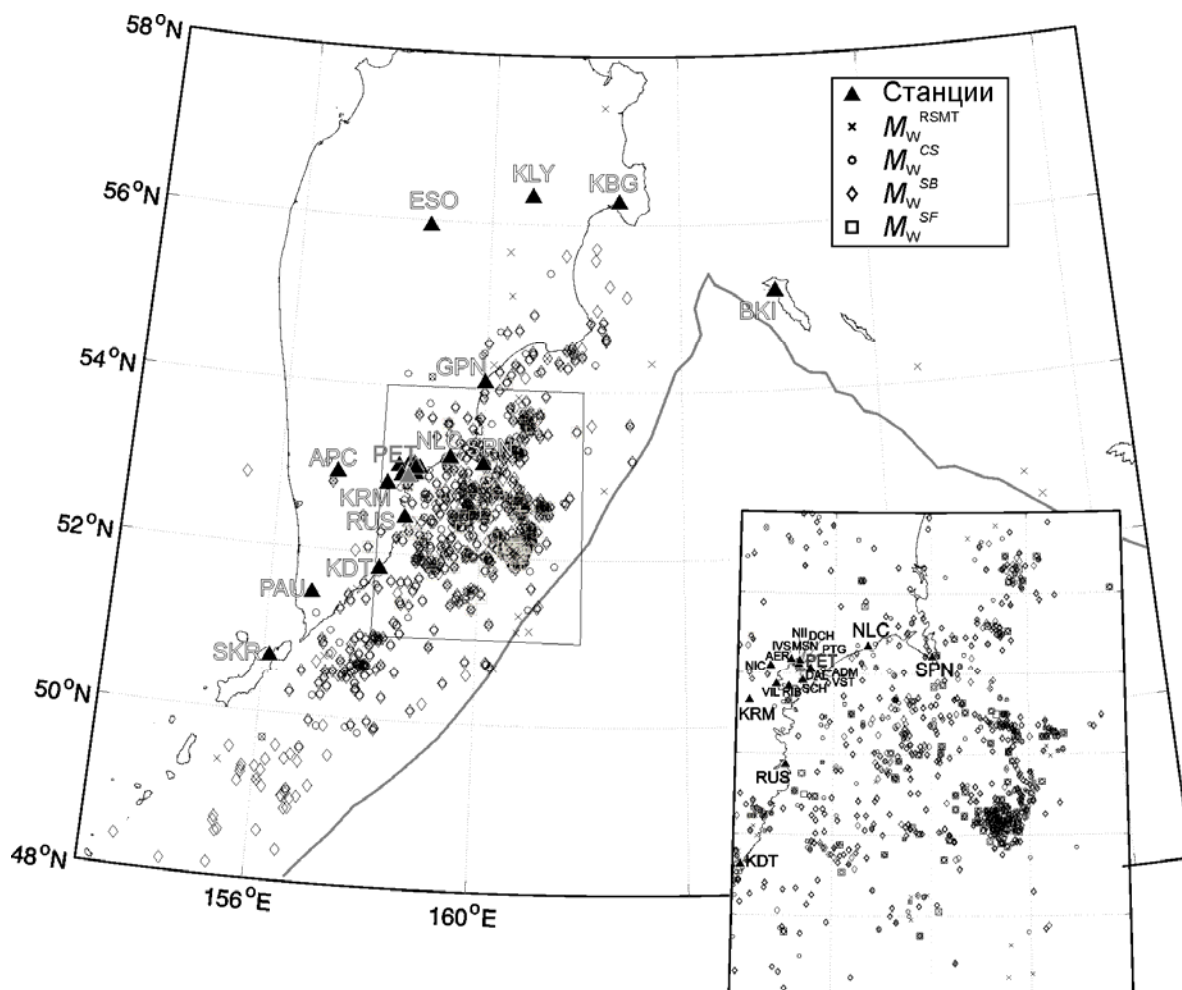


Рис. 1. Эпицентры землетрясений, для которых  $M_w$  определена региональными методами

(А) Проводили инверсию широкополосных сейсмограмм, результатом которой является тензор  $M_{ij} = M_0 \cdot m_{ij}$ , с последующим расчетом  $M_0$  и далее  $M_w$ . Используются теоретические сейсмограммы (функции Грина), рассчитанные по оригинальному варианту метода дискретных волновых чисел [3]. Обозначим такие оценки как  $M_w^{\text{RSMT}}$ .

Из 171 полученного решения RSMT в 118 случаях оценки  $M_w^{\text{GCMT}}$  отсутствуют. Количество пар RSMT–GCMT равно 53 (Табл. 1). Обнаружено хорошее согласие между региональными и глобальными оценками.

(В) Путем полосовой фильтрации широкополосной записи коды  $S$ -волны в наборе 12 полос шириной  $2/3$  октавы, перекрывающих диапазон 0,2–40 Гц, получали сглаженные оценки очаговых спектров; для чего сначала находили оценки среднеквадратического уровня коды, на запаздывании 100 сек относительно времени в очаге, а затем по уровню коды оценивали очаговый спектр, пользуясь доработанным вариантом методики Т. Г. Раутиан [7]. Далее выделяли, при возможности, НЧ площадку в найденном очаговом спектре. Уровень площадки дает значение  $M_0$ , которое пересчитывали в оценку  $M_w$ . Обозначим такие оценки  $M_w^{\text{CS}}$ , где “CS” соответствует коде  $S$ -волны (Coda of  $S$ -waves).

(С1) Подобно случаю (В), путем полосовой фильтрации записи  $S$ -волны рассчитывали очаговые спектры и оценивали уровни НЧ площадки. Обозначим такие

оценки  $M_w^{SB}$ , где “SB” соответствует способу определения  $M_0$  по уровню НЧ площадки очагового спектра смещений  $S$ -волн, причем спектр рассчитан полосовой фильтрацией (Band).

(C2) В интерактивном режиме определяли  $M_0$  спектральным методом по уровню площадки в НЧ спектра смещений  $S$ -волн. Группа  $S$ -волн на записи землетрясения выделялась в пределах сегмента шириной 10–30% от времени пробега  $S$ -волны, умножалась на косинусное окно в пределах 5% длительности сегмента, затем подвергалась БПФ. Спектр сглаживался с постоянным шагом по логарифму частоты, в пределах полосы шириной 2/3 октавы. Обозначим такие оценки  $M_w^{SF}$ , где “SF” соответствует способу определения  $M_0$  по уровню НЧ площадки очагового спектра смещений  $S$ -волн, причем спектр рассчитан БПФ (Fourier).

**Таблица 1. Сопоставление наборов данных и методов определения  $M_w$**

|                                                                  | Способ определения $M_w$ |              |                 |                 |                  |
|------------------------------------------------------------------|--------------------------|--------------|-----------------|-----------------|------------------|
|                                                                  | $M_w^{GCMT}$             | $M_w^{RSMT}$ | $M_w^{CS}$      | $M_w^{SB}$      | $M_w^{SF}$       |
| Диапазон полученных $M_w$                                        | 4,8 – 6,8                | 3,4 – 6,6    | 2,5 – 6,3       | 2,6 – 6,2       | 3,7 – 5,5        |
| $N$ станций                                                      | 8 – 159                  | 3 – 5        | 3 – 8           | 3 – 8           | 3 – 20           |
| $N$ полученных $M_w$                                             | 142                      | 171          | 680<br>из 1099  | 692<br>из 1099  | 117<br>из 170    |
| $N$ пересечений<br>с $M_w^{GCMT} / M_w^{RSMT}$                   | —                        | 53 / —       | 65 / 123        | 82 / 115        | 23 / 27          |
| $\mu(M_w^* - M_w^{GCMT}) /$<br>$\mu(M_w^* - M_w^{RSMT})^1$       | —                        | –0,09 /<br>— | –0,06 /<br>0,03 | –0,11 /<br>0,05 | –0,21 /<br>–0,04 |
| $\sigma(M_w^* - M_w^{GCMT}) /$<br>$\sigma(M_w^* - M_w^{RSMT})^2$ | —                        | 0,08 /<br>—  | 0,21 /<br>0,26  | 0,22 /<br>0,25  | 0,17 /<br>0,14   |
| Нижний порог полноты каталога<br>с полученными оценками $M_w$    | ~ 5,0                    | ~ 4,0        | ~ 3,5           | ~ 3,5           | ~ 4,0            |

<sup>1</sup>Средняя разность оценок двух методов. Обобщенный индекс (\*) следует понимать в соответствующем столбце как  $CS / SB / SF$ .

<sup>2</sup>Стандартное уклонение разностей индивидуальных оценок двух методов.

## Результаты

*Сопоставление региональных оценок  $M_w$  между собой.* Суммарные численные характеристики перечисленных методов и данных приведены в Таблице 1, а сопоставление индивидуальных оценок представлено на рис. 2. Видно, что низкочастотные оценки RSMT и GCMT согласуются очень хорошо, что, скорее всего, говорит об их вполне приемлемой точности. Для контроля оценок  $M_w^{CS}$ ,  $M_w^{SB}$  и  $M_w^{SF}$  использовали сопоставление с полученными ранее  $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMT}$ . Для оценок по спектрам  $S$ -волн и коды согласие с низкочастотными оценками несколько хуже, чем между такими оценками, но все же его можно считать удовлетворительным. Важный результат – снижение нижнего порога  $M_w$ , которого удастся достигнуть каждым из региональных методов.

*Связь между региональной магнитудой  $M_L$  и  $M_w$ .* Далее изучали связь  $M_L$ – $M_w$ . Хотя можно было ожидать и отклонения данной связи от линейности, и, в случае линейности, отклонения углового коэффициента полученной прямой от 1,0, оказалось, что предположение линейной связи  $M_L$  и  $M_w$ , и постоянной разности этих величин, является приемлемым в изученном диапазоне  $M_w = 3,0$ – $6,0$  ( $M_L = 3,4$ – $6,4$ ). Результаты представлены в Таблице 2. Рекомендованные связи:  $M_w = M_L - 0,40$  и  $M_w = 0,5(K_S^{F68}) - 1,15$ .

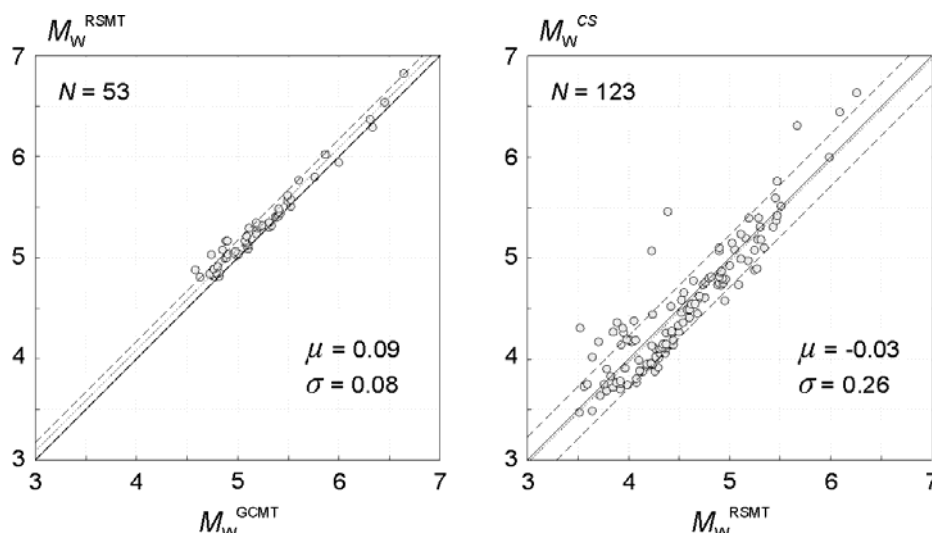


Рис. 2. Связи между магнитудами. Слева – связь  $M_w^{\text{RSMT}}$  (ордината) и  $M_w^{\text{GCMT}}$  (абсцисса). Справа – связь  $M_w^{\text{CS}}$  (ордината) и  $M_w^{\text{RSMT}}$  (абсцисса). Среднюю связь дает точечный пунктир (1), стандартные отклонения ( $\sigma$ ) – штриховой пунктир (2). Сплошные линии (3) соответствуют типу связи 1:1. В предположении линейной связи оценок  $M_w$ , полученных разными способами, оценивали постоянную разность для пар оценок, принимая угловой коэффициент равным 1,0

Таблица 2. Связь оценок  $M_w$ , полученных разными способами, с  $M_L(K_S^{F68})$

| Способ определения $M_w$ | $N$ пар | $\mu (M_w - M_L)$ | $\sigma (M_w - M_L)$ |
|--------------------------|---------|-------------------|----------------------|
| $M_w^{\text{GCMT}}$      | 142     | -0,34             | 0,23                 |
| $M_w^{\text{RCMT}}$      | 171     | -0,40             | 0,26                 |
| $M_w^{\text{CS}}$        | 680     | -0,39             | 0,23                 |
| $M_w^{\text{SB}}$        | 692     | -0,42             | 0,24                 |
| $M_w^{\text{SF}}$        | 117     | -0,48             | 0,16                 |
| Рекомендуемая поправка:  |         | -0,40             |                      |

### Список литературы

1. Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. №4. С. 35–51.
2. Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН. Единая информационная система сейсмологических данных. URL: <http://www.emsd.ru/sdis> (дата обращения: 27.10.2016).
3. Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. №2(20). С. 149–158.
4. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд // Наука, 1972. 117 с.
5. Global Centroid Moment Tensor Project. URL: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (дата обращения: 27.10.2016).
6. Kanamori, H. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. №20. P. 2981–2987.
7. Rautian, T.G., Khalturin, V.I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // Bulletin of the Seismological Society of America. 1978. V. 68. №4. P. 923–948.

**Миграция геодинамической (вулканической и сейсмической) активности как многомасштабное явление****А.А. Долгая<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: [adolgaya@kscnet.ru](mailto:adolgaya@kscnet.ru)*<sup>2</sup>*Камчатский государственный технический университет, Петропавловск-Камчатский*

Приведены результаты исследования пространственно-временных закономерностей геодинамической (сейсмической и вулканической) активности – миграции очагов землетрясений и извержений вулканов в различных по масштабу регионах. Показано, что на характер зависимости между скоростью миграции и энергетической характеристикой процесса не оказывает влияние временной, энергетический и географический масштабы исследуемой совокупности событий.

**Введение**

К настоящему времени опубликовано большое число работ (напр., [1, 6]), посвященных исследованию особенностей пространственно-временного распределения очагов землетрясений и извержений вулканов в различных регионах мира. На протяжении ряда лет автором с помощью разработанного метода проводится изучение миграции и сейсмической, и вулканической активности в пределах наиболее тектонически активных поясов Земли, в результате которого было показано [11] существование четких зависимостей между скоростью миграции очагов землетрясений и извержений вулканов и энергетической характеристикой процесса. Более того, нами установлено [3], что параметр  $p$  ( $M \approx p \cdot LgV$ ), отражающий эту зависимость, оказался чувствителен к геодинамической обстановке в регионе – он положителен для областей сжатия и отрицателен для областей растяжения.

**Объект исследования**

Исследование миграции сейсмической и вулканической активности проводилось автором на примере наиболее геодинамически активных регионов Земли – окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта [2, 4]. В качестве энергетической характеристики процесса используется магнитуда  $M$  для землетрясений и индекс вулканической активности  $W$  для извержений вулканов (пропорциональный объему изверженного материала). Статистические параметры каталогов, использованных для проведения исследований, представлены в табл. 1.

Три исследованных региона простираются на тысячи километров, а проанализированные массивы данных охватывают многие века и широкий энергетический диапазон. Для дальнейшего исследования целесообразно рассмотреть меньше по протяженности и продолжительности каталоги с тем, чтобы можно было проверить, является ли миграция геодинамической активности, выявляемая авторским методом, многомасштабным явлением, и отражает ли значение параметра  $p$ , полученное для меньших по масштабу регионов, геодинамическую обстановку в них.

Для проведения исследования были выбраны регионы, которые не относятся к трем выше рассмотренным, имеют линейную протяженность (ширина активной области много меньше ее длины), различную геодинамическую обстановку и в которых произошло достаточное для проведения исследования количество событий. Перечисленным критериям при исследовании миграции и сейсмичности, и вулканизма, удовлетворяет только область Бонинских и Марианских островов. Эта область не



рассматривалась при исследовании миграции в Тихом океане. Этот регион является зоной сжатия [10]. В остальных регионах мира центры вулканической активности представляют собой скорее «точечные» активные области, а не линейные.

Также были выбраны два региона, которые явно отражают различные тектонические обстановки, и в которых сейсмичность протекает достаточно активно – это Карибские острова (зона сжатия) и Байкальская рифтовая зона (зона растяжения) [10]. Статистические параметры всех рассмотренных каталогов приведены в табл. 1. Данные для проведения исследования в новых регионах были получены из [8,9].

**Таблица 1. Статистические параметры исследуемых каталогов**

| Регион                        | Землетрясения  |              |      |       | Извержения |              |      |       |
|-------------------------------|----------------|--------------|------|-------|------------|--------------|------|-------|
|                               | $M$            | $T, год$     | $N$  | $b$   | $W$        | $T, год$     | $N$  | $B$   |
| Окраина Тихого океана         | $6 \div 9,5$   | 27 – 2013    | 7819 | -0,92 | $1 \div 7$ | -9650 – 2013 | 5013 | -0,52 |
| Альпийско-Гималайский пояс    | $6 \div 9$     | -2150 – 2013 | 1540 | -0,76 | $1 \div 7$ | -8480 – 2013 | 1311 | -0,54 |
| Срединно-Атлантический хребет | $5,5 \div 7,6$ | 1961 – 2013  | 1042 | -1,15 | $1 \div 6$ | -8910 – 2011 | 327  | -0,39 |
| Бонин-Марианские острова      | $5,5 \div 7,7$ | 1902-2016    | 681  | -0,94 | $1 \div 5$ | -8020 – 2013 | 155  | -0,47 |
| Карибские острова             | $4,5 \div 7,5$ | 1963 – 2014  | 1902 | -0,92 |            |              |      |       |
| Байкальский рифт              | $4,0 \div 7,4$ | 1902 - 2013  | 406  | -0,84 |            |              |      |       |

Примечание:  $T$  – временной диапазон каталога,  $N$  – число событий,  $b$  – угол наклона графика повторяемости землетрясений,  $B$  – угол наклона графика повторяемости извержений.

### Метод исследования

Для исследования пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса автором был предложен метод ИМСИВА (метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности), предполагающий выполнение следующих этапов [4]: 1) Формирование исходной выборки событий. Определялся географический регион, временной интервал, диапазон магнитуд (индексов эксплозивности  $W$  для извержений) и глубин (только для землетрясений). 2). Построение осевых линий, вдоль которых изучается миграция сейсмической и вулканической активности. Линии строились путем интерполяции систем узловых точек, которые формируются по наиболее активным областям (наибольшим скоплениям событий). Параметры всех построенных осевых линий представлены в табл. 2. 3) Пересчет географических координат событий в расстояние вдоль линии. 4) Построение миграционных цепочек очагов землетрясений и извержений вулканов по правилу: для текущего события в каталоге ищется событие, произошедшее позже по времени и дальше по расстоянию вдоль осевой линии. 5) Заполнение итоговых таблиц: для каждого исследованного энергетического интервала событий определяется количество событий, средняя продолжительность цепочек, средняя протяженность цепочек и средняя скорость миграции очагов землетрясений и извержений вулканов.

**Таблица 2. Параметры осевых линий**

| Регион                        | Протяженность, км | Начальные координаты |             | Конечные координаты |             |
|-------------------------------|-------------------|----------------------|-------------|---------------------|-------------|
|                               |                   | Широта               | Долгота     | Широта              | Долгота     |
| Окраина Тихого океана         | 46000             | 62,6° ю.ш.           | 155,6° в.д. | 62,8° ю.ш.          | 60,5° з.д.  |
| Альпийско-Гималайский пояс    | 21300             | 6,0° ю.ш.            | 132,4° в.д. | 36,9° с.ш.          | 25,3° з.д.  |
| Срединно-Атлантический хребет | 24600             | 61,7° ю.ш.           | 62,9° з.д.  | 82,6° с.ш.          | 8,8° з.д.   |
| Бонин-Марианские острова      | 4500              | 7,3° с.ш.            | 136,5° в.д. | 35, 0° с.ш.         | 140,1° в.д. |
| Карибские острова             | 4000              | 13,4° с.ш.           | 89,4° з.д.  | 10,6° с.ш.          | 67,8° з.д.  |
| Байкальский рифт              | 1900              | 51,6° с.ш.           | 103,0 °в.д. | 57,1° с.ш.          | 124,7° в.д. |

Проведение исследований с помощью описанного метода автоматизировано разработанной автором информационно-вычислительной системой [2].

### Результаты

В результате применения представленного метода для всех четырех контрольных массивов данных удалось выявить цепочки миграции сейсмических и вулканических событий. Полученные значения скоростей миграции очагов землетрясений и извержений вулканов для анализируемых регионов представлены в табл. 3.

**Таблица 3. Скорости миграции сейсмических и вулканических событий**

| Бонин-Марианские острова (сейсмичность) |                     | Бонин-Марианские острова (вулканизм) |                     | Карибские острова |                     | Байкальский рифт |                     |
|-----------------------------------------|---------------------|--------------------------------------|---------------------|-------------------|---------------------|------------------|---------------------|
| $M$                                     | $V, \text{ км/год}$ | $W$                                  | $V, \text{ км/год}$ | $M$               | $V, \text{ км/год}$ | $M$              | $V, \text{ км/год}$ |
| $M \geq 5,5$                            | 42±17               | $W \geq 1$                           | 7±3                 | $M \geq 4,5$      | 58±28               | $M \geq 4,0$     | 46±19               |
| $M \geq 5,7$                            | 46±14               | $W \geq 2$                           | 5±3                 | $M \geq 5,0$      | 61±23               | $M \geq 4,3$     | 43±16               |
| $M \geq 6,0$                            | 46±10               | $W \geq 3$                           | 1±1                 | $M \geq 5,5$      | 70±34               | $M \geq 4,6$     | 36±11               |
| $M \geq 6,2$                            | 48±10               | $W \geq 4$                           | 0,04±0,01           | $M \geq 6,0$      | 83±30               | $M \geq 4,9$     | 33±10               |
| $M \geq 6,5$                            | 49±4                |                                      |                     | $M \geq 6,5$      | 96±40               | $M \geq 5,2$     | 22±3                |
| $M \geq 6,7$                            | 53±14               |                                      |                     |                   |                     | $M \geq 5,5$     | 15±3                |
| $M \geq 7,0$                            | 61±14               |                                      |                     |                   |                     |                  |                     |
| $M \geq 7,2$                            | 69±6                |                                      |                     |                   |                     |                  |                     |
| $p = 8,1$                               |                     | $p = -1,4$                           |                     | $p = 8,4$         |                     | $p = -2,8$       |                     |

Из данных в таблице 3 видно, что для всех изученных регионов существуют вполне очевидные зависимости между скоростью миграции сейсмических и вулканических событий и их энергетической характеристикой –  $M$  и  $W$ . С помощью метода наименьших квадратов были определены значения коэффициента зависимости  $\text{Lg}V(M, W)$  – параметра  $p$ , которые представлены в табл. 3 в последней строке.

Видно, что параметр  $p$  оказался положительным для сейсмических событий Бонин-Марианских и Карибских островов (областей сжатия) и отрицательным для

Байкальской рифтовой зоны и вулканических извержения Бонин-Марианских островов (областей растяжения).

Полученные результаты полностью согласуются с данными, полученными ранее с помощью описанного метода для наиболее тектонически активных регионов Земли, имеющих большую протяженность и продолжительность каталогов. Необходимо отметить, что значения скоростей миграции очагов землетрясений в Байкальской рифтовой зоне соответствуют результатам, полученным другими исследователями с помощью других методов [5, 7].

### **Выводы**

Приведенные результаты доказывают, что разработанный автором метод исследования пространственно-временных закономерностей геодинамической активности позволяет получать достоверные данные о характере миграции очагов землетрясений и извержений вулканов. Географическая протяженность регионов, временная продолжительность каталогов и энергетический разброс событий не оказывают влияния на характер выявляемых с помощью метода зависимостей между скоростями миграции очагов землетрясений и извержений вулканов и их энергетическими характеристиками: параметр  $p$  оказывается положительным, если в регионе преобладают сжимающие напряжения, и отрицательным, если преобладают растягивающие напряжения или рассматривается вулканический каталог.

Все эти данные позволяют утверждать, что миграция очагов землетрясений и извержений вулканов является неотъемлемым многомасштабным свойством геодинамической активности Земли.

### **Список литературы**

1. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М. О миграции коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 149-167.
2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии, 2012. Т. 17. №3. С 34-54.
3. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Исследование закономерностей геодинамической активности методами математического моделирования // ВЕСТНИК КамчатГТУ. 2016. №38. С. 6-15.
4. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Моделирование пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса методом ИМСИВА // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XVIII ежегодной научно-технической конференции, посвященной Дню Вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2015. С. 132-137.
5. Левина Е.А. Геоинформационная система для прогноза землетрясений и горных ударов: разработка и примеры применения в Байкальской рифтовой зоне и Норильском месторождении. Автореф. канд. дис. Иркутск. 2014. 19 с.
6. Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. №2. С. 28-40.
7. Новопашина А.В., Саньков В.А. Скорости медленных миграций сейсмической активности в Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. №2. С. 197-203.
8. Earthquake Hazards Program. United States Geological Survey. Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
9. Northern California Earthquake Data Center (NCEDC), doi:10.7932/NCEDC.
10. Seafloor age. Map by Tectonics Observatory of California Institute of Technology. 2009. Режим доступа: [http://www.tectonics.caltech.edu/images/maps/seafloor\\_age.pdf](http://www.tectonics.caltech.edu/images/maps/seafloor_age.pdf)
11. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A. et al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. №1. P. 1–18.

**Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений Камчатки****В.А. Касимова<sup>1</sup>, Г.Н. Копылова<sup>1</sup>, А.А. Любушин<sup>2</sup>**<sup>1</sup>*Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: vika@emsd.ru*<sup>2</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

Представлены карты, временные графики и частотно-временные диаграммы пространственно-временного распределения четырех статистик фонового сейсмического шума и спектральной меры их когерентного поведения, построенные с использованием оценок параметров мультифрактальных спектров сингулярности и вейвлет-разложений 1-минутных временных рядов записей на сети широкополосных сейсмических станций Камчатки. Интерпретация полученных карт, графиков и частотно-временных диаграмм проводится в сопоставлении с произошедшими на Камчатке землетрясениями с  $M \geq 6,8$  за период наблюдений 2011–2016 гг.

**Введение**

В работе представлены результаты исследования вариаций фонового сейсмического шума на Камчатке в 2011–2016 гг. с использованием метода, предложенного д. ф.-м. н. А.А. Любушиным, и данных от сети широкополосных сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН (рис. 1). В [3-5] на примере сильнейших японских землетрясений с  $M \geq 8$  убедительно показана возможность применения этого метода для выдачи среднесрочных сейсмических прогнозов времени и места возникновения таких событий с заблаговременностью месяцы – первые годы. В указанных выше работах также показано, что реализация метода в режиме близком к реальному времени может представлять эффективный инструмент динамической оценки повышенной опасности возникновения сильных землетрясений.

Метод включает анализ вариаций 1-минутных временных рядов шума в диапазоне периодов от 2 до сотен минут (фоновый сейсмический шум) с использованием оценок параметров мультифрактальных спектров сингулярности и вейвлет-разложений: обобщенного показателя Херста  $\alpha^*$ , ширины носителя спектра сингулярности  $\Delta\alpha$ , вейвлетной спектральной экспоненты  $\beta$ , минимальной нормализованной энтропии вейвлет-коэффициентов шума  $En$ , а также спектральной меры их когерентного поведения  $\nu(\tau, \omega)$  [2-5].

За время наблюдений на Камчатке имели место эпизоды усиления сейсмической активности, в т. ч. произошли землетрясения 28 февраля 2013 г. с  $M=6,8$ , мантийное Охотоморское землетрясение 24 мая 2013 г. с  $M=8,3$  и землетрясение 30.01.2016 г. с  $M=7,2$  (Жупановское). В работе основное внимание уделялось исследованию пространственно-временного распределения и когерентного поведения параметров фонового сейсмического шума в периоды этих сейсмических событий.

**Методика исследований**

В работе использовались записи вертикальных компонент движений грунта на канале ВНЗ с частотой оцифровки 100 Гц (на станции РЕТ частота оцифровки равна 20 Гц) с 01 января 2011 по 31 декабря 2016 гг., полученные на сети из 21 станций [1, 6].

Программное обеспечение исследований предоставлено д. ф.-м. н. А.А. Любушиным, ИФЗ РАН, г. Москва. Описание алгоритмов вычисления  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En$  имеется в работах [3-5].

С использованием предоставленных программ для каждой станции рассчитывались ежесуточные значения параметров  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $En$ ,  $\beta$ . Из полученных

временных рядов удалялись низкочастотные тренды и создавались ежесуточные grid-файлы пространственного распределения статистик за весь период наблюдений.

Оценка изменчивости поля фонового сейсмического шума производилась с помощью набора карт пространственно-временного распределения статистик шума (рис.°1) и графиков изменения во времени их медианных значений (рис.°2а), оцениваемых по всем станциям в заданных временных окнах различной длины.

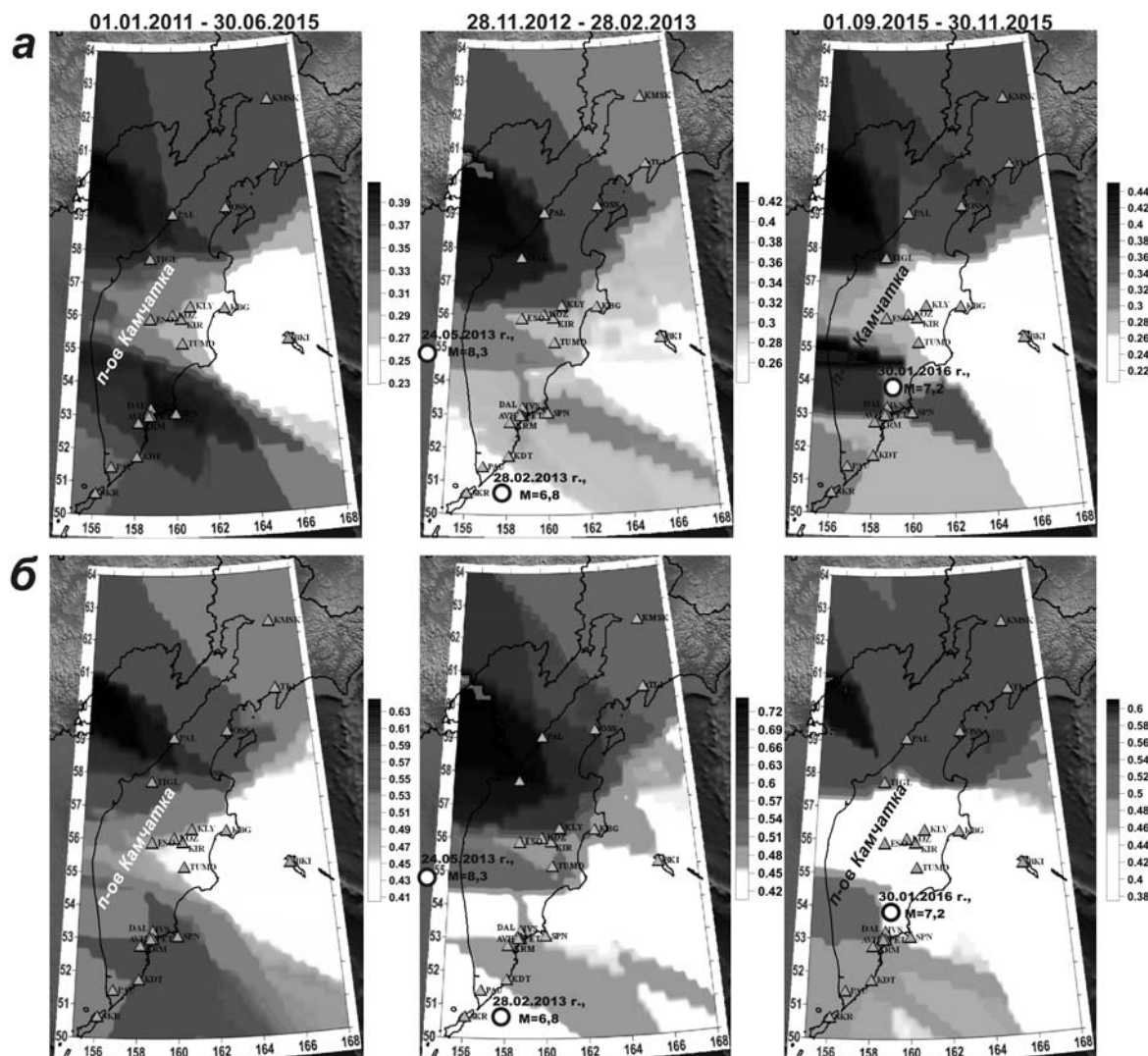


Рис. 1. Карты распределения мульти-фрактальных параметров поля фонового сейсмического шума  $\alpha^*$  (а),  $\Delta\alpha$  (б) за период наблюдений (слева - направо): с 01.01.2011 по 30.06.2015 гг., с 28.11.2012 по 28.02.2013 гг. (за 3 месяца до землетрясения 28.02.2013,  $M=6,8$ , и 6 месяцев до Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M=8,3$ ), с 01.09.2015 по 30.11.2015 гг. (за 5 месяцев до Жупановским землетрясением 30.01.2016 г.,  $M=7,2$ ).

Для анализа изменений статистик сейсмического шума перед сильными ( $M \geq 6,8$ ) местными землетрясениями были построены усредненные карты их распределений за периоды времени 6 и 3 месяцев (рис. 1). Анализ совокупности таких карт для одного и того же интервала времени и их изменчивости во времени позволяет проследить главные особенности поля фонового сейсмического шума для территории Камчатки.

Построение графиков медианных значений статистик, вычисляемых по всем станциям сети, позволяет проследить динамику их изменения во времени. На рис. 2а приводится сопоставление вариаций медианных значений параметров шума с

произошедшими сейсмическими событиями. Для изучения особенностей совокупного поведения рассматриваемых временных рядов  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En$  строились частотно-временные диаграммы спектральной меры их когерентности. Оценки спектральной матрицы 4-хмерного ряда проводились с использованием авторегрессионной модели 5-го порядка (AR=5) [2]. Оценки производились в скользящем временном окне длиной 365 суток с шагом 3 суток. По такой диаграмме (рис. 2 б) выделялись интервалы времени и частотные полосы проявления максимальных значений  $\nu(\tau, \omega)$ , показывающие увеличение когерентности в изменениях всех статистик шума.

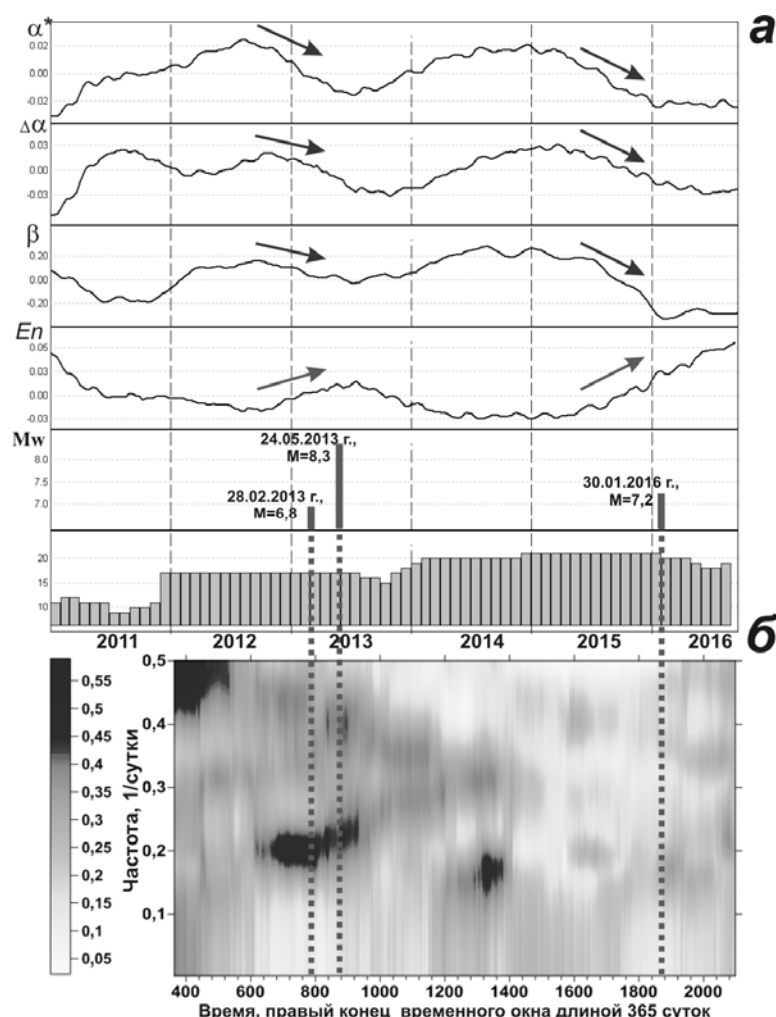


Рис. 2. Анализ когерентного поведения статистик фонового сейсмического шума в сопоставлении с произошедшими землетрясениями с  $M \geq 6,8$  (вертикальные пунктирные линии): а - изменение медианных значений  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$ ,  $En$ , сглаженных в скользящем временном окне 90 суток с шагом 1 сутки; б - частотно-временная диаграмма эволюции спектральной меры когерентности 4-хмерного временного ряда медианных значений параметров сейсмического шума  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$ ,  $En$ . Период наблюдений с 1 января 2011 по 31 декабря 2016 гг.

## Результаты

Перед землетрясением 28 февраля 2013 г.,  $M=6,8$  в области его будущего очага фиксировалась область пониженных значений  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и повышенных значений  $En$  в течение не менее трех месяцев (рис. 1, средний столбец). Перед Охотоморским землетрясением 24 мая 2013 г.,  $M_w=8,3$  в районе его возникновения области пониженных и повышенных значений статистик выражены слабее. Это может быть связано с тем, что очаг землетрясения находился на глубине около 600 км, т. е.

землетрясение было мантийным, а также с понижением плотности сети сейсмических станций в районах Западной Камчатки.

Как следует из графиков на рис. 2а, в поведении временных рядов рассматриваемых параметров прослеживаются их синхронные изменения перед местными землетрясениями с  $M \geq 6,8$ : понижение значений параметров  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и повышение значений параметра  $En$ . При этом экстремальные значения статистик шума примерно соответствуют времени возникновения Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. и Жупановского землетрясения 30.01.2016 г.

На диаграмме (рис. 2 б) выделяется всплеск максимальных значений  $\nu(\tau, \omega)$  в интервале времени с  $\sim 11.09.2012$  по  $18.07.2013$  гг. (620–930 сут от 01.01.2011 г.) в диапазоне периодов 4–5 сут. Такой всплеск указывает на увеличение синхронизации в изменениях статистик шума примерно за 3 месяца перед землетрясением 28.02.2013 г. и за шесть месяцев перед Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г.

### Заключение

По результатам изучения пространственно-временной изменчивости параметров фонового сейсмического шума  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$ ,  $En$  с помощью построенных карт (рис. 1) и графиков изменения медианных значений (рис. 2 а) выявлены характерные вариации в их поведении, предшествующие сейсмической активизации 2013 и 2016 гг.

Характер вариаций параметров  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En$  перед сильными землетрясениями на Камчатке соответствует вариациям указанных параметров шума в период подготовки сильнейших землетрясений Японии 2003–2011 гг. [3-5].

Сопоставление проявлений эффекта повышенной когерентности в изменении статистик шума с произошедшими землетрясениями показывает, что он соответствует времени подготовки и реализации сейсмической активизации 2013 г. на Камчатке, включающей сильные землетрясения с  $M=6,8$  и  $M=8,3$ .

Работа выполнена в рамках плановых тем НИР КФ ФИЦ ЕГС РАН, рег. №№ АААА-А16-116070550057-7, АААА-А16-116070550059-1 при поддержке грантов РФФИ 15-05-00414 и 16-35-00516 мол\_а.

### Список литературы

1. Касимова В.А. Пространственно-временные вариации фонового сейсмического шума на Камчатке в 2011–2015 гг. // Материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. Современная тектонофизика. Методы и результаты. Москва: ИФЗ, 2015. Т 1. С. 144–153.
2. Любушин А.А. Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // Физика Земли. 2014. № 3. С. 18–27.
3. Любушин А.А. Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11–20.
4. Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.
5. Любушин А.А. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. № 6. С. 86–96.
6. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н. О свойствах поля низкочастотных шумов, зарегистрированных на Камчатской сети широкополосных сейсмических станций // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле, 2015. № 2. Вып. № 26. С. 20-36.



**Активные разломы Восточного вулканического фронта: параметры, возможные механизмы образования**

**А.И. Кожурин<sup>1</sup>, Е.А. Зеленин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: [anivko@yandex.ru](mailto:anivko@yandex.ru)*

<sup>2</sup>*Геологический институт РАН, Москва, 119017; e-mail: [egorzelenin@mail.ru](mailto:egorzelenin@mail.ru)*

Выполнено детальное картирование и изучение сбросовых разломов на плато Широком – наиболее представительном участке осевой зоны активных разломов Восточного вулканического фронта. Разломы представлены сбросами, образующими телескопированный грабен глубиной около 65 м. На основе выявленных параметров сбросов определены величина горизонтального растяжения, которое привело к образованию грабена, и средняя скорость растяжения за последние ~ 40 тыс. лет ( $4,0 \pm 1,2$  мм в год). По структурным данным, мощность нарушенного разломами хрупкого слоя под плато Широком очень мала (не более 3 км) по сравнению с районами вне вулканической зоны. Это позволяет считать разломообразование в Восточном вулканическом фронте результатом разрыва утоненной хрупкой коры при общем направленном к океану растяжении Центральной Камчатки.

Растяжение Центральной Камчатки распределено между Восточно-Камчатской зоной сбросов, разделяющей Центральную Камчатскую депрессию и поднятие Восточных хребтов, и зоной сбросовых разрывов в осевой части Восточного вулканического фронта. Вторая зона может быть определена как вулканотектоническая. Сбросы образуют сочетания типа "грабен-в-грабене" (телескопированные грабены) [4, 8, 5, 6]. В.А. Леглер и Л.М. Парфенов [4] назвали зону в целом Вулканическим раздвигом, предполагая, что она сформировалась за счет расклинивающего действия поднимающейся к земной поверхности магмы. Флоренский И.В. и Трифонов В.Г. [8] интерпретировали зону как канал поступления магмы в верхние части земной коры и на земную поверхность. Представления о структуре этой зоны и ее параметрах (основной среди них – средняя скорость движений) основывались на скудном фактическом материале. Для восполнения этого пробела выполнено детальное дешифрирование зоны разрывов вулканического пояса и детально изучены разрывы на плато Широком. Для картирования использовались космические снимки КН-9 Hexagon (Геологическая служба США) с разрешением примерно 5 м на пиксел и аэрофотоснимки разных масштабов и времени съемки. Для определения углов падения разломов и величин вертикальных смещений использовалась цифровая модель рельефа, построенная по аэрофотоснимкам с использованием ПО Agisoft Photoscan (плановая точность примерно 2 м). Углы падения разломов определялись «методом пластовых треугольников» – по величине искривления в плане линии разлома при пересечении им положительных и отрицательных форм рельефа. Плоскость одного из разломов была вскрыта канавой.

Всего на плато выделено порядка пятнадцати основных разрывов с высотами уступов в первые метры и выше (рис. 1). На плато существует множество мелких разрывов, которые даже при разрешающей способности созданной цифровой модели рельефа на поперечных профилях через плато не улавливаются. Такие разрывы в оценке суммы вертикальных смещений деформаций поверхности плато не учитывались.

Значения высот разломных уступов, то есть вертикальных компонент накопленных смещений по разрывам, измеренные по детальной цифровой модели рельефа плато, варьируют от первых м до 40 м. Сумма вертикальных смещений по всем

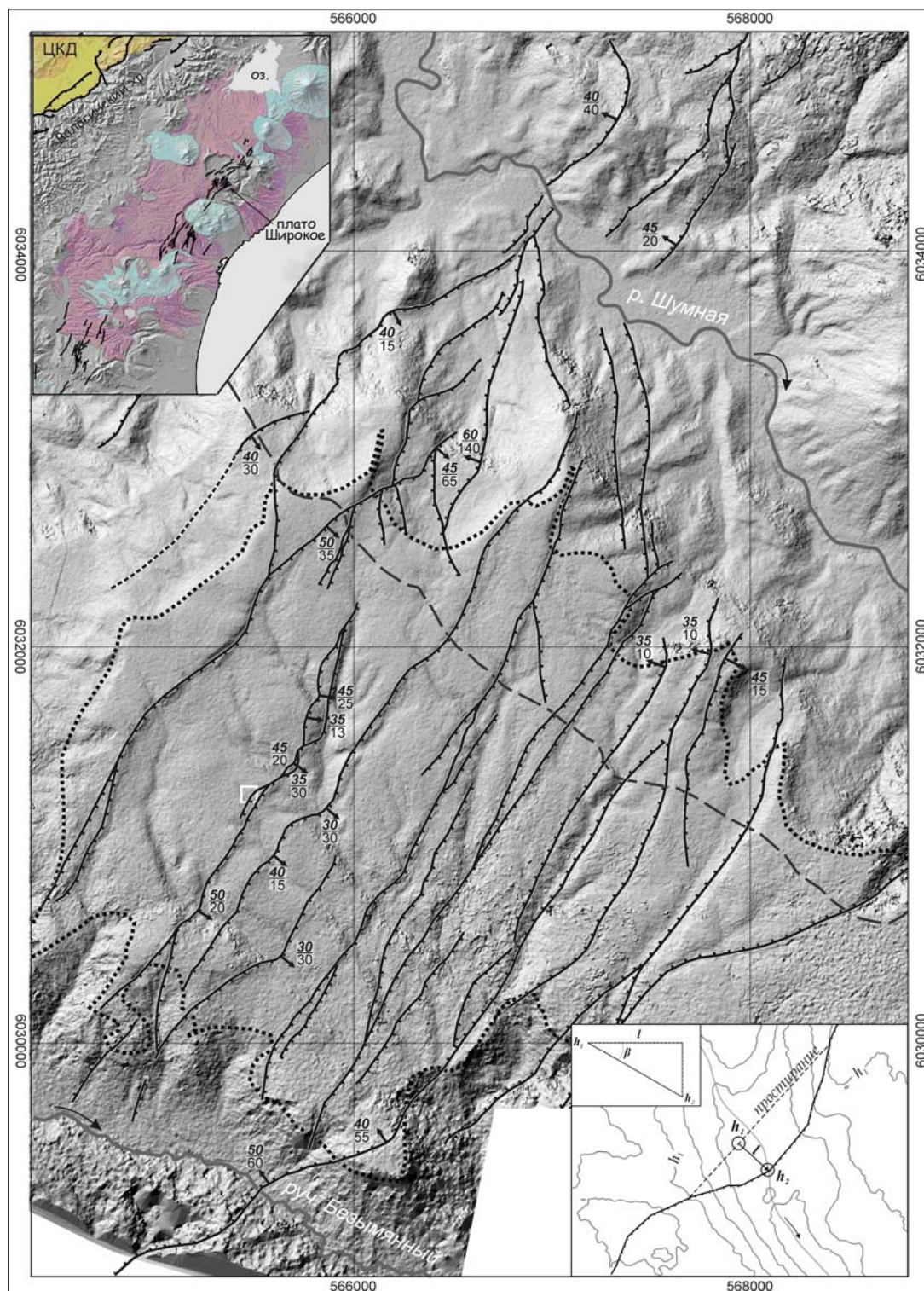


Рис. 1. Разломы плато Широкое. Основа – теневой рельефа по цифровой модели (плановая точность – 2 м). Точечная жирная линия – контур (край) плато. Черные линия – разломы (бергштрихи на опущенном крыле). Линии А и Б – топографические профили (рис. 2). Черные стрелки показывают направление падения разломов, цифры – угол падения (вверху) и интервал глубин, для которого он определен (внизу, м). На врезке сверху - положение плато Широкое в Восточном вулканическом фронте (малиновый цвет - плейстоценовые игнимбриты неразделенные, голубой - голоценовые вулканические образования [1]. ЦКД - Центральная Камчатская депрессия. На врезке внизу – схема определения угла падения и простирания разлома ( $\beta$  - угол падения разлома).

разрывам на профиле составляют  $147 \pm 7$  м (рис. 2). Глубина образованного сбросами грабена на линии профиля – 60-65 м.

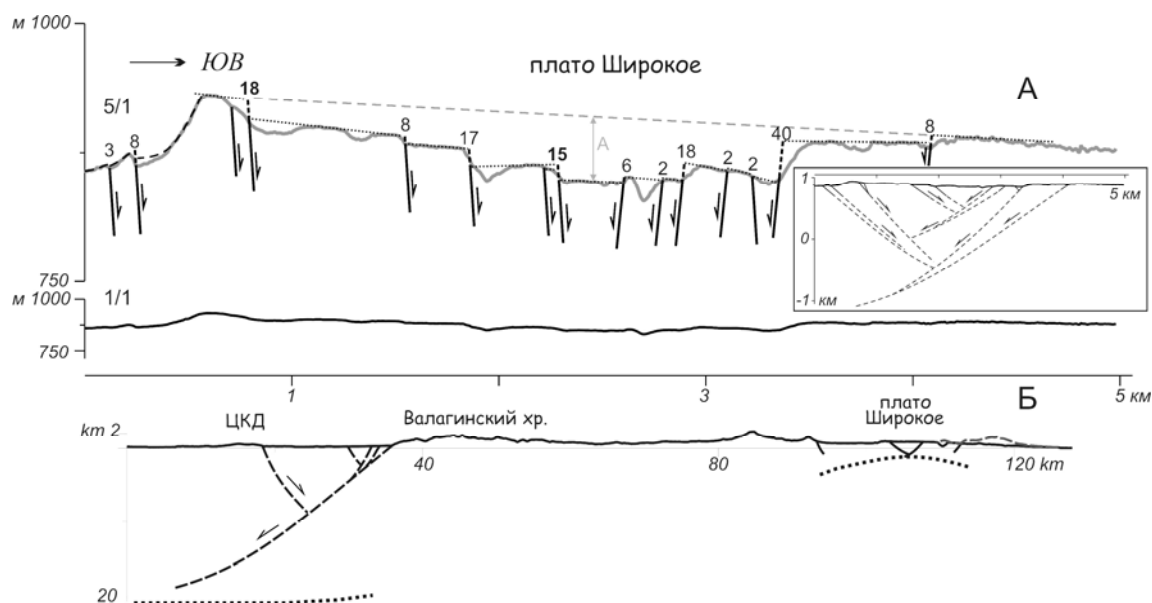


Рис. 2. А – гипсометрический профиль через плато Широкое. Цифры – вертикальное смещение (м), точечные линии – реконструкция поверхности плато до деформации. На врезке – принципиальный структурный профиль через плато. Б – структурный профиль через восточную часть Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) и Восточный вулканический фронт. Точечная жирная линия – предполагаемое положение основания хрупкого слоя коры.

Точная оценка величины растяжения, реализованного в образовании этого грабена, требует знания величин углов падения всех показанных на профиле разрывов. В нижней части неглубокой канавы, пройденной через один из небольших сбросов, падение плоскости разрыва составляет примерно  $60^\circ$ . Это значение следует принимать как максимальное, так как сохранившийся фрагмент плоскости сопровождается (в опущенном крыле) антитетическим сбросом и зиянием. Гораздо меньшие углы наклона выявлены по отклонениям линий разрывов при пересечении ими неровностей рельефа (см. рис. 1). По 16-ти измерениям угол падения разрывов плато составляет  $40^\circ (\pm 8^\circ)$ . При таком угле и при сумме вертикальных компонент в  $147 \pm 7$  м сумма горизонтальных компонент, то есть величина растяжения в грабене, составляет  $175 \pm 50$  м. Это значение – минимальное, так как не учитывает эффект мелких малоамплитудных разрывов (вертикальное смещение меньше 1 м) и трещин растяжения.

Абсолютное Ar–Ar датирование игнибритов под поверхностью плато Широком дало довольно древний возраст в  $278 \pm 17$  тыс. лет [7]. Ранее возраст последних кальдерообразующих извержений, при которых появилась кальдера, был определен как близкий к  $39600 \pm 1000$  тыс. лет [5]. Калиброванное значение этой даты –  $43\,603 \pm 1676$  лет. Учитывая слабую эрозионную расчлененность поверхности плато, мы склоняемся к тому, что ее нижним возрастным пределом следует считать позднеплейстоценовую дату. Соотнесение величины накопленного растяжения с принятым возрастом плато дает значение средней скорости поперечного грабену растяжения  $4,0 \pm 1,2$  мм/уг. Это значение следует считать минимальным, так как возраст деформаций мог быть меньше 43 тысяч лет.

Ширина грабена на поверхности плато составляет примерно 4 км, что означает и небольшую мощность деформированного разрывами горизонта земной коры. При

полученном среднем угле падения разломов ( $40 \pm 8^\circ$ ), крайние восточный и западный разломы грабена пересекутся не глубже 2,5 км под поверхностью плато (см. рис. 2). Эта величина показывает мощность верхнего хрупкого слоя земной коры под плато. Судя по распределению коровых землетрясений в Центральной Камчатке [2], хрупкий слой в стороне от вулканического пояса, под Центральной Камчатской депрессией, имеет мощность порядка 20-25 км (см. рис. 2 Б). Таким образом, можно говорить о наличии своего рода "шейки" в хрупком слое под вулканическим поясом, появление которой связано, вероятнее всего, с повышенным тепловым потоком и подъемом изотермы перехода между хрупко- и пластично деформирующимися слоями земной коры.

Центральная Камчатка испытывает направленное к океану растяжение [3], проявленное, прежде всего, в существовании Центральной Камчатской депрессии. Структуры, подобной ЦКД, на Южной Камчатке нет, а сбросовые разломы в ее вулканической зоне исчисляются единицами. Из этого следует, что растяжение Центральной Камчатки представляет существенное условие для появления разломов в Восточном вулканическом фронте. Вероятный механизм – разрыв утоненной части хрупкого слоя земной коры в условиях общего растяжения. Такой механизм обеспечивает пространственное совмещение тектонических деформаций и проявлений вулканизма.

#### Список литературы

1. ГИС "Голоценовый вулканизм Камчатки", Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, (<http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/hvolc.php?lang=ru>)
2. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28-38.
3. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10-27.
4. Леглер В.А., Парфенов Л.М. Системы разломов островных дуг. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134-156.
5. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М: Наука, 1989. 104с.
6. Леонов В.Л., Гриб, Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
7. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102-106
8. Флоренский П.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78-87.
9. Bindeman, I.N., Leonov, V.L., Izbekov, P.E. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. Vol. 189. P. 57-80.

**Аномалии микросейсм в районах вулканической активности****Ю.А. Кугаенко***Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Геофизическая служба Российской академии наук», Петропавловск-Камчатский, ku@emsd.ru*

Рассматривается применение метода низкочастотного микросейсмического зондирования для исследования областей активного вулканизма. По аномалиям в спектрах микросейсм восстанавливается глубинная структура сложнопостроенной геологической среды. Представлены некоторые результаты, полученные при применении этого метода на Камчатке и в ряде других вулканических районов. Обсуждаются проблемы работы с полем микросейсм в условиях извержения, когда появляются локальные источники низкочастотного сигнала.

Вулканические области характеризуются сложным строением: среда под ними содержит элементы магматических питающих систем – подводные каналы, разноглубинные магматические камеры, магмоводы различной конфигурации и пр. Для исследования сложнопостроенных геологических сред должны привлекаться специализированные инструментальные методы. В последние 10–15 лет в арсенале геофизических методов появилась новая технология оценки параметров геологических объектов – метод низкочастотного микросейсмического зондирования (ММЗ) [3].

ММЗ относится к методам пассивной сейсмологии, в котором в качестве зондирующего сигнала выступают фоновые низкочастотные ( $f < 1$  Гц) микросейсмические колебания. Наиболее признанные механизмы генерации низкочастотных микросейсм – это воздействия прибоев и передача вариаций давления непосредственно на поверхность суши либо через водную толщу на дно акваторий с последующим распространением по континенту. В свою очередь, вариации давления могут порождаться ветровым воздействием на поверхность океана или возникать в результате вариаций атмосферного давления в центрах крупных атмосферных вихрей над акваториями и сушей, а также вследствие зарождения внутренних гравитационных волн в слоях океанических вод в районах с протяженным шельфом. Предполагается, что генерация микросейсм происходит в дальней зоне, а наблюдаемое микросейсмическое поле является результатом интерференции волн разных типов, но в нем преобладают поверхностные волны и оно носит случайный характер. ММЗ реализуется в допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод Рэлея. В основу ММЗ заложено взаимодействие волны Рэлея с заглубленными скоростными неоднородностями, которые искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности, причем низкоскоростные глубинные аномалии проявляются повышением амплитуды волны Рэлея на некоторой частоте на поверхности, а высокоскоростные – понижением амплитуды. Для построения глубинного разреза в ММЗ используется эмпирическое соотношение, связывающее фазовую скорость волны Рэлея  $V_R$ , частоту в спектре  $f$  и глубину  $H$  через мультипликативный коэффициент:  $H(f) = 0,4 \cdot \lambda(f) = 0,4 \cdot V_R(f)/f$ . ММЗ позволяет построить разрез локальных скоростных пространственных вариаций по отношению к средней региональной скоростной модели, которая берется из независимых источников. Разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как  $(0,25 - 0,3) \cdot \lambda$ , где  $\lambda$  – эффективная зондирующая длина волны. Оценка разрешения по вертикали составляет  $(0,3 - 0,5) \cdot \lambda$ , где  $\lambda$  – эффективная длина волны для средней глубины между неоднородностями. Также показано, что обнаружить присутствие изолированной малой неоднородности возможно, даже если ее размеры меньше длины волны в 10 и более



раз. К важным практическим преимуществам ММЗ, определяющим его реализуемость в современных финансовых условиях, относятся: (1) постоянное наличие зондирующего сигнала – поверхностных волн Релея, которые, как правило, преобладают в микросейсмах и (2) возможность проведения наблюдений ограниченным количеством сейсмических приборов.

ММЗ хорошо зарекомендовал себя при решении широкого круга задач при исследовании различных геологических объектов. В частности, возможность выделять субвертикальные структуры и исследовать объекты с глубинными “корнями” продемонстрирована для грязевых вулканов и кимберлитовых трубок [2, 8, 9].

Накапливается опыт применения ММЗ для исследований магматических аппаратов различных активных вулканических областей.

*Остров Иерро, Канарские острова.* По данным микросейсмической съемки, проведенной в 2004 г., под западной, наиболее молодой частью острова было локализовано относительно низкоскоростное субвертикальное тело, существование которого было подтверждено гравитационными исследованиями [11]. Это неоднородность была проинтерпретирована как внедрение, которое может содержать магматические расплавы. В сентябре–ноябре 2011 г. у побережья о. Иерро наблюдалось подводное извержение, сопровождавшееся активизацией слабой сейсмичности. Землетрясения были сконцентрированы на глубине 10–25 км, в верхней части выявленной методом микросейсмического зондирования низкоскоростной структуры, что может быть связано с растрескиванием кровли магматического очага, выявленного предварительно с помощью ММЗ.

*Вулкан Эльбрус.* В 2014–2015 гг. был пройден микросейсмический профиль от подножия восточной вершины вулкана Эльбрус (высота 5100 м) вдоль Баксанского ущелья. Часть разреза, проходящая под постройкой вулкана, иллюстрирует ряд субвертикальных скоростных аномалий [7]. Авторы ассоциируют их с элементами магматической питающей системы.

*Район Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии и вулкан Кихпиньч, Камчатка.* Идентифицирована и пространственно локализована область закристаллизовавшегося магматического очага под восточной частью депрессии на глубинах 6–10 км [5]. Выявлены области предположительной концентрации базальтовых расплавов, с которыми может быть связана наблюдающаяся в последние ~15 лет локальная геодинамическая активизация исследуемого района: периферический магматический очаг вулканического массива Кихпиньч на глубине 5–12 км и более глубокая (15–20 км) магматическая камера. Результаты соответствуют существующим представлениям о глубинном строении этого района по геологическим и петрологическим данным. Получено согласие геометрии обнаруженных глубинных структур с локальной микросейсмичностью и моделью внедрения магмы в верхние горизонты коры, разработанной по данным спутниковой интерферометрии.

*Вулкан Авачинский, Камчатка.* Микросейсмический профиль через вулкан Авачинский был пройден в 2012–2013 гг. Разрез свидетельствует о сложном несимметричном относительно вулкана строении земной коры [1]. Ярko проявляется структура, обычно называемая Авачинским грабеном (по [12] – скрытая несимметричная палеокальдера). Под Авачинским вулканом на глубинах больше 5 км прослеживается субвертикальная низкоскоростная аномалия, которую можно увязать с магматической питающей системой. Малоуглубинный магматический очаг по данным ММЗ не обнаружен, как и по [12].

*Толбачинский Дол, Камчатка.* Исследования Толбачинского Дола с применением ММЗ ведутся с 2010 г. [4]. Микросейсмическая съемка выполнена более чем в 450 точках. В 2014 г. пройден ММЗ-профиль до края вершинной кальдеры

вулкана Плоский Толбачик. Съемкой охвачены как зоны разновозрастных голоценовых прорывов, так и район трещинного извержения 2012–2013 гг. Имеющиеся материалы позволяют получить представление об особенностях строения среды на достаточно большой территории, характеризующейся неравномерным проявлением вулканизма. Полигон позволяет скомпилировать целый ряд протяженных профилей, проходящих через различные вулканические объекты, а разрезы, соответствующие близко расположенным профилям, при совпадении результатов могут свидетельствовать о реальности выявленных аномальных структур.

В докладе представлены некоторые результаты работ 2010–2015 гг. Основные элементы магматической питающей системы Толбачинского Дола, выделенные с использованием ММЗ:

- сублатеральная структура, соответствующая слою нейтральной плавучести магмы на глубинах 15–25 км и уходящая под вулкан Плоский Толбачик;
- крупная сквозькоровая область магмопроводимости под центральной частью Толбачинского Дола;
- сублатеральный магмовод на глубине 4–8 км, уходящий вдоль рифта от центральной в южную часть Толбачинского Дола.

Остановимся подробнее на материалах полевых наблюдений 2013 г., которые проводились в ходе ТТИ в августе 2013 г., при этом ММЗ-профили пересекали эруптивную зону. Во время полевых работ в августе 2013 г. шло умеренное извержение стромболианского типа: наблюдалась ритмичная эксплозивно-эффузивная деятельность в одном из новообразованных шлаковых конусов, на дне кратера которого плескалось озеро жидкой лавы, охваченной интенсивным движением и бурным отделением летучих из базальтовой магмы. В ходе ТТИ регистрировалось вулканическое дрожание, которое имело максимум на частоте 1–3 Гц, но распространялось и в область более низких частот, до 0.2–0.3 Гц. Также регистрировались мощные акустические сигналы, которые представляли собой воздушные ударные и инфразвуковые волны, сопровождавшие разрушение лавовых пузырей, со спектральным максимумом в диапазоне частот 0,5–1,5 Гц, квазипериодичность взрывов колебалась от 0,1 Гц до 1,6 Гц [6, 10]. Отток лавы из района действующего шлакового конуса ТТИ осуществлялся по системе лавовых труб со скоростью 1–2 м/с. Выжимание лавы можно было обнаружить на расстояниях до 6 км от ТТИ на фронте лавового потока и местами на поверхности ранее образованных лавовых покровов. В ходе микросейсмической съемки вблизи действовавшего шлакового конуса были зафиксированы интенсивные низкочастотные колебания несейсмического диапазона с частотой 0,1–0,01 Гц и ниже, которые, вероятно, были связаны с деформациями поверхности в связи с перемещениями жидкой лавы по системе скрытых лавоводов непосредственно под зоной наблюдений. Все перечисленные низкочастотные сигналы, связанные с извержением вулкана (вулканическое дрожание, акустические возмущения, быстрые деформационные процессы) приводят к появлению на ММЗ-разрезах ложных аномалий. В настоящее время вопрос о разделении полезных с точки зрения ММЗ сигналов и указанных выше локальных помех не решен.

В целом ММЗ хорошо зарекомендовал себя при исследовании внутреннего строения вулканических областей. Однако при появлении в районе проведения микросейсмической съемки локальных источников низкочастотных сигналов, что характерно для зоны эруптивных центров при извержении, возможны артефакты при восстановлении положения глубинных аномалий. ММЗ в комплексе с независимыми



результатами других геолого-геофизических работ открывает новые возможности для понимания процессов, связанных с особенностями магматических питающих систем.

#### Список литературы

1. Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Геранин К.О. Результаты микросейсмического зондирования в районе Авачинского вулкана // Материалы XIII Региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 15.04.2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 103-114.
2. Горбатилов А.В., Ларин Н.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 428. № 4. С. 526–530.
3. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66-84.
4. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Особенности глубинного строения района Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. по данным микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2013. № 5. С. 23-39.
5. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Развитие модели района Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии и вулкана Кихпинич (Камчатка) по результатам совместного анализа данных микросейсмического зондирования и локальной геодинамической активности // Физика Земли. 2015. № 3. С. 89-101.
6. Кугаенко Ю.А., Фирстов П.П., Ворopaев П.В. и др. Комплексная геофизическая экспедиция в район Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2013. № 2. Вып. 22. С.225-231.
7. Рогожин Е. А., Горбатилов А.В., Харазова Ю.В. и др. Особенности глубинного строения и геологической активности горы Эльбрус и участка ущелья Эльбрус–Тырныауз по комплексу геолого-геофизических данных // ДАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 350-353.
8. Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // ДАН. 2008. Т. 42. № 4. С. 542-546.
9. Французова В.И., Данилов К.Б. Структура трубки взрыва имени М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции по аномалиям микросейсмического поля // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 71-78.
10. Albert S., Fee D., Firstov P. et al. Infrasound from the 2012-2013 Plosky Tolbachik, Kamchatka fissure eruption // JVGR. 2015. V. 307. P. 68-78.
11. Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnoso J. et al. New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding. An insight into the 2011 seismo-volcanic crisis // Journal Surveys in Geophysics. 2013. V. 34. Issue 4. Pp. 463-489.
12. Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N. et al. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2014. V. 285. P. 36–46.

## **Пространственное поглощение сейсмических волн в вулканогенных горных породах вблизи вулкана Кизимен**

**М.В. Лемзиков**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: [lemzikov@kscnet.ru](mailto:lemzikov@kscnet.ru)*

Во время последнего извержения вулкана Кизимен (2009-2012 гг.) были зарегистрированы вулcano-тектонические землетрясения с очагами в конусе вулкана и под ним. Анализ кода-волн этих событий позволил изучить добротность среды вулканогенных горных пород вулкана. Полученные в работе средние оценки добротности  $Q_c$  кода-волн отражают вариации пространственного поглощения сейсмических волн в вулканогенных горных породах вблизи вулкана Кизимен.

### **Введение**

Вулкан Кизимен с абсолютной высотой 2485 м является действующим, тип извержений - эффузивно-эксплозивный, расположен на юго-восточном борту Щапинского грабена на полуострове Камчатка. Постройка вулкана приурочена к системе крупноамплитудных сбросов северо-восточного простирания зоны сочленения Щапинского грабена с горстом хребта Тумрок [1].

Геологические структуры, характеризующие вулканические среды сильно гетерогенны; они составлены из сложного распределения элементов различных по размерам и свойствам. Сложная структура вулкана воздействует на распространение и рассеивание сейсмических волн.

Цель представленной работы исследование вариаций пространственного поглощения энергии сейсмических волн в вулканогенных горных породах вблизи вулкана Кизимен.

### **Исходные данные**

Использовались слабые вулcano-тектонические землетрясения, с очагами в конусе вулкана и под ним на глубинах 5 - 12 км. Они выбирались из архива хранения цифровых сейсмограмм за 2009-2012 гг. Диапазон энергетических классов выбранных землетрясений находится в пределах от  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=5,9$  до  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=6,3$ , где  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  - энергетические классы местных Камчатских землетрясений.  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 6,1$  соответствует в шкале магнитуд  $M = 1,0$  согласно соотношению  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 1,5M + 4,6$  [3].

Регистрация слабых вулcano-тектонических землетрясений выполнена радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского Филиала Федерального Исследовательского Центра Единой Геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленными вблизи и в окрестностях вулкана Кизимен: Кизимен (KZV) и Тумрок (TUM) (рис. 1). Станция TUM была установлена в 2003 году с целью слежения за слабой сейсмичностью района Восточной Камчатки. Станция KZV - в сентябре 2009 года, когда сейсмическая активность вулкана Кизимен значительно повысилась по сравнению с фоновой сейсмичностью.

В работе использованы слабые вулcano-тектонические землетрясения вулкана Кизимен (они имеют четкие вступления продольных и поперечных сейсмических волн), которые относятся к I типу вулканических землетрясений по классификации П.И. Токарева [2] (рис.2).

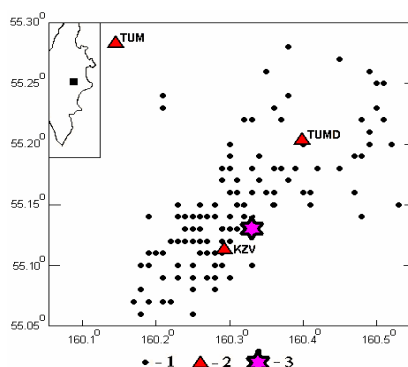


Рис. 1. Схема района исследования. На вкладке черным квадратом показано расположение исследуемого района на карте Камчатки. 1 – очаги слабых вулcano-тектонических землетрясений вулкана Кизимен 2009 – 2012 гг.; 2 – радиотелеметрические сейсмические станции (TUM, KZV); 3 – вершина вулкана Кизимен.

На станциях KZV и TUM установлен трехкомпонентный короткопериодный канал для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (SHZ) и два горизонтальных (SHE, SHN), и дополнительно еще одна вертикальная компонента для регистрации скорости смещений грунта с повышенным уровнем чувствительности (ENZ).

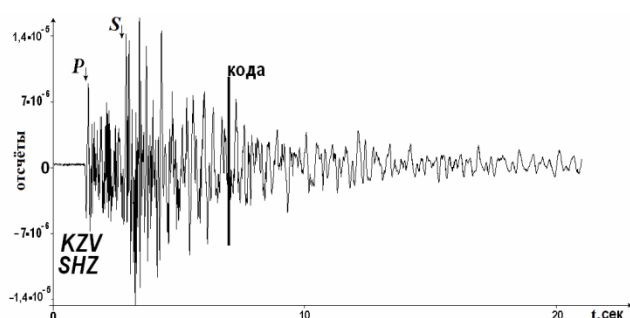


Рис. 2. Примеры волновых форм слабых вулcano-тектонических землетрясений вулкана Кизимен, зарегистрированные вертикальным сейсмическим каналом станцией KZV 10 января 2010 по времени (UTC) 12 ч 00 мин 48,0 сек.

## Метод

В предположении об однократном обратном рассеивании сейсмических волн в процессе формирования кода-волн, и при условии помещения очага и станции в одну и ту же точку огибающая кода-волн, как функция времени  $t$  в фиксированный отрезок времени, отсчитываемое от времени в очаге (названное продолжительностью времени), может быть выражено, следуя [4]:

$$A(f, t) = A_0(f) \cdot t^{-n} \cdot e^{-\pi f t / Q_c} \quad (1)$$

где  $A_0(f)$  – член, который зависит от очага;  $t$  – время;  $n$  – функция геометрического расхождения и  $Q_c$  – показатель добротности кода-волны.  $Q_c$  вычисляется, логарифмированием обеих частей уравнения 1:

$$\ln(A(f, t) \cdot t^n) = \ln(A_0(f)) - \pi f t / Q_c \quad (2)$$

И затем методом наименьших квадратов, измеряется угол наклона линии регрессии полученных данных. Наклон определяет коэффициент  $-\pi f t / Q_c$ , а свободный член  $-\ln(A_0(f))$ .

В работе использовались пять октавных фильтров Баттерворта третьего порядка с полосами пропускания: 0,5 – 1, 1 – 2, 2 – 4, 4 – 8 и 8 – 16 Гц. Осевые частоты цифровых полосовых фильтров: 0,75, 1,5, 3,0, 6,0 и 12,0 Гц.

## Результаты

В работе для анализа были выбраны такие записи вулcano-тектонических землетрясений, у которых волновые формы кода-волн представили однородный спад в длинном временном интервале, без вмешательства вступлений других волн. Коэффициент корреляция выбранных данных был для частоты 0,75 Гц и 1,5 Гц больше чем 0,6, для частоты 3,0 был равен 0,9, а для частоты 6,0, 12,0 Гц - больше чем 0,9. Средние оценки добротности  $Q_c$ , были рассчитаны для каждой станции по всем каналам в пяти частотных полосах. Результаты показывают, что средние оценки добротности  $Q_c$  полученные по данным станции TUM значительно выше, средних оценок добротности  $Q_c$ , полученных по данным станции KZV. Станция KZV установлена на подножии вулкана Кизимен поэтому результаты по этой станции отражают добротность вулканогенных горных пород вблизи вулкана Кизимен. Результаты показывают, что вулканогенные горные породы имеют сложную гетерогенную структуру, отражающую сложную природу распространения слабых вулcano-тектонических землетрясений.

Таблица 1. Сравнение средних огибающих кода-волн между двумя станциями KZV / TUM

| F, Гц | Станция (код) | Кол-во | Коэф. корр. | среднее          | $Z_{\text{набл.}}$ |
|-------|---------------|--------|-------------|------------------|--------------------|
| 0.75  | KZV           | 54     | 0,68        | $93,0 \pm 27,0$  | 3,83               |
|       | TUM           | 54     | 0,67        | $97,0 \pm 32,0$  |                    |
| 1.5   | KZV           | 54     | 0,68        | $125,0 \pm 30,0$ | 4,60               |
|       | TUM           | 72     | 0,68        | $130,0 \pm 45,0$ |                    |
| 3.0   | KZV           | 85     | 0,90        | $172,0 \pm 47,0$ | 5,78               |
|       | TUM           | 120    | 0,87        | $178,0 \pm 63,0$ |                    |
| 6.0   | KZV           | 87     | 0,95        | $223,0 \pm 55,0$ | 5,94               |
|       | TUM           | 115    | 0,93        | $230,0 \pm 87,0$ |                    |
| 12.0  | KZV           | 84     | 0,96        | $310,0 \pm 87,0$ | 7,28               |
|       | TUM           | 113    | 0,93        | $320,0 \pm 96,0$ |                    |

Для исследования параметра  $Q_c$  от временного интервала (продолжительности времени) кода-волн был выбран временной участок кода-волн от 8 до 45 сек, который был измерен от времени в очаге землетрясения. Временной участок кода-волн был разделен на семь одинаковых временных отрезков. Длительность каждого отрезка была 10 сек. В каждом временном отрезке были рассчитаны средние оценки добротности  $Q_c$  для всех станций и всех каналов. Затем был построен график зависимости обратных средних оценок добротности  $Q_c^{-1}$  в различных временных отрезках от частоты (рис. 3).

Четвертый временной интервал (20-30 сек) совпадает со средним значением параметра  $Q_c$ . Для сравнения с литературными данными на рис. 3 приведены данные оценок добротности  $Q_c$  полученные по вулканам Сент-Хеленс (США) и Визувий (Италия) [5].

Получить соотношение  $Q_c$  с частотой можно по следующему закону:

$$Q_c = Q_0 (f/f_0)^n \quad (3)$$

где  $Q_0$  – значения  $Q_c$  на частоте 1 Гц, и  $f_0$  – референсная частота 1 Гц,  $n$  – частотный параметр.

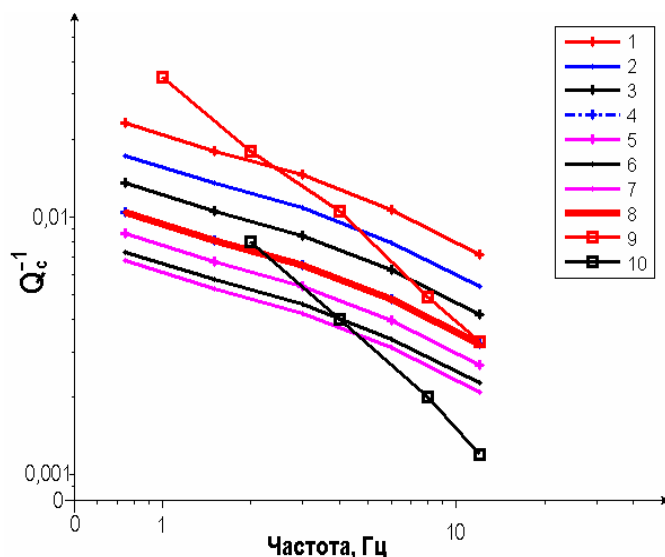


Рис. 3. Оценки добротности  $Q_c^{-1}$  в зависимости от отрезка продолжительности времени на коде для различных частотных полос. 1) 8 – 15 сек; 2) 10 – 20 сек; 3) 15 – 25 сек; 4) 20 – 30 сек; 5) 25 – 35 сек; 6) 30 – 40 сек; 7) 35 – 45 сек; 8) среднее значение; 9) вулкан Везувий (Италия) [5]; 10) вулкан Сент-Хеленс (США) [5].

### Выводы:

1. Сравнение средних огибающих кода-волн между двумя станциями показало, что средние оценки параметра добротности  $Q_c$  полученные по данным станции KZV ниже, чем оценки параметра добротности  $Q_c$  полученные по данным станции TUM.
2. Оценки параметра добротности  $Q_c$  по данным станции KZV отражают поглощение вулканогенных горных пород вблизи вулкана Кизимен, а оценки параметра добротности по данным станции TUM отражают поглощение вулканогенных горных пород вокруг вулкана Кизимен.
3. Полученные средние оценки добротности  $Q_c$  от продолжительности времени показывают, что чем дальше по времени участок коды, на котором измеряется амплитуда, тем в более глубокие слои земли проникают сейсмические волны, и тем выше добротность вулканогенных горных пород вулкана Кизимен.

### Список литературы

1. Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока) / Под. ред. Лучицкого И.В. М.: Наука, 1974. 437 с.
2. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
3. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
4. Aki K., Chouet B.A. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects // Journal Geophysical Research. 1975. V. 80. P. 3322 – 3342.
5. Bianco F., Castellano M., Del Pezzo, et. all Attenuation of the short period Seismic waves at Mt. Vesuvius, Italy. // Journal Geophysical International. 1999. V. 138(1). P. 67-76.

**Оценка потока подпочвенного радона на одном из пунктов сети регистрации подпочвенных газов Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона  
Е.О. Макаров, П.П. Фирстов**

*Камчатский филиал Федерального научного центра «Единая геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский, e-mail: [ice@emsd.ru](mailto:ice@emsd.ru)*

С помощью математического моделирования рассмотрен процесс накопления радона в накопительной камере, где устанавливаются газоразрядные счетчики с целью мониторинга подпочвенного радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) на Камчатке. Выполнена оценка плотности потока радона (ППР) с поверхности грунта под камерой. Основой для моделирования служили время достижения равновесия между Rn и его продуктами распада и максимальная величина объемной активности Rn в накопительной камере. Рассмотренная методика дает возможность, в первом приближении, оперативно оценивать величину ППР в месте установки накопительной камеры.

### **Введение**

Мониторинг радонового поля в верхней толще грунта представляет интерес как в связи с воздействием вариаций метеорологических величин на сток Rn в атмосферу, так и с влиянием на динамику Rn изменений напряженно-деформированного состояния геосреды с целью прогноза сильных землетрясений. Предшествующие землетрясения вариации регионального поля напряжений находят отклик в верхней толще грунта, что приводит к изменениям пористости, градиентов температуры и давления, а, следовательно, к изменению скорости миграции Rn к дневной поверхности. Поэтому мониторинг параметров радонового поля на границе «литосфера - атмосфера» позволяет говорить о процессах, происходящих в земной коре, которые могут стать причиной аномальных вариаций концентрации Rn, а также изменений величины ППР с поверхности грунта [6, 8].

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне с 1997 г. ведется регистрация подпочвенного Rn (ПР) с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений [4, 5]. В данной работе с помощью математического моделирования рассмотрен процесс накопления радона в накопительной камере, где устанавливаются газоразрядные счетчики с целью мониторинга подпочвенного радона (ПР).

### **Аппаратура и методика расчетов**

Основываясь на работе [3] в качестве датчиков концентрации ПР были выбраны газоразрядные счетчики (ГС), позволяющие вести регистрацию радона по  $\beta$ -излучению его дочерних продуктов распада. Высокая чувствительность ГС позволяет регистрировать отдельные кванты ионизирующего излучения, а большой выходной сигнал легко регистрируется пересчетными схемами, что позволяет вести регистрацию концентрации Rn в подпочвенном воздухе с высокой степенью надежности и достаточно простой метрологией, что очень важно для длительных наблюдений. С целью повышения чувствительности ГС помещаются в накопительную камеру (оцинкованное ведро, емкостью 10 л), которая помещается в грунт на глубину от 0.1 до трех метров.

В настоящее время на всех пунктах регистрация ПР осуществляется с помощью разработанного в КФ ФИЦ ЕГС РАН аппаратного комплекса для регистрации концентрации подпочвенных газов (РКПГ) [2]. Особенностью всех пунктов является регистрация ПР на разных глубинах зоны аэрации, что позволяет рассчитывать плотность потока радона с поверхности (ППР).

В работе [7] теоретически и экспериментально показано, что величина ППР с поверхности земли чувствительна к изменениям скорости адвекции подпочвенного радона, поэтому ее регистрация более предпочтительна по сравнению с регистрацией объемной активности радона (ОА Rn). ППР реагирует как на вариации метеорологических величин (атмосферное давление, температура воздуха), так и на изменение напряженно-

деформированного состояния геосреды, за счет его влияния на проницаемость грунта зоны аэрации.

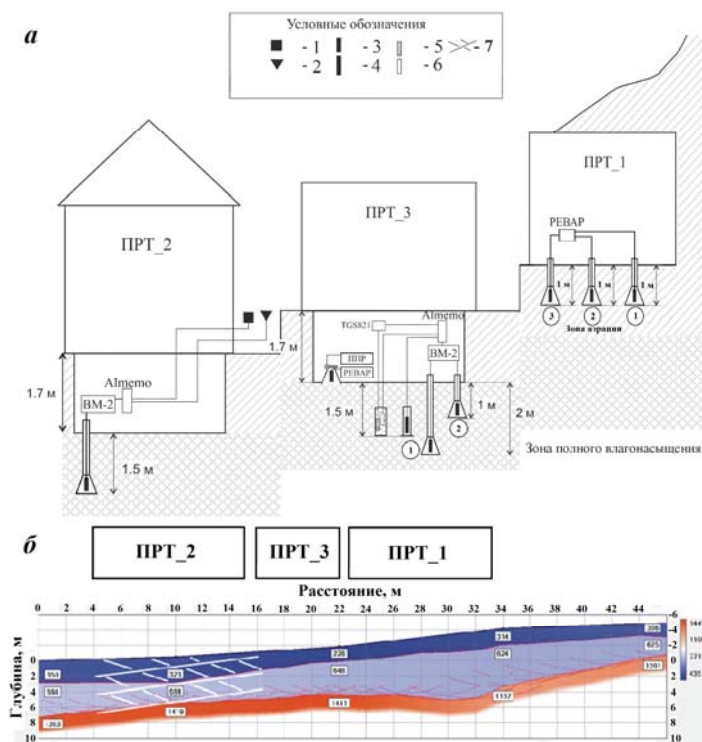


Рис. 1. Схема размещения датчиков для регистрации концентрации почвенных газов в опорном пункте ПРТ (а), скоростной разрез Р-волн по данным сейсморазведочного профиля, пройденного вблизи пункта ПРТ (б): 1 – датчик давления; 2 – датчик температуры; 3 – датчик  $\gamma$ -излучения; 4 – газоразрядные счетчики  $\beta$ -излучения; 5 – датчик  $H_2$ ; 6 – датчик  $CO_2$ ; 7 – участок разуплотнения, выделенный на георадарном профиле. Номерами в кружках выделены газоразрядные счетчики, использованные в работе

Для исследования процесса накопления РР три накопительные камеры размещались одновременно на глубину один метр в опорном

пункте ПРТ (рис. 1, ПРТ\_1, датчики 1, 2, 3), а затем проводилась регистрация в течение двух суток с временем дискретизации две минуты. Через 18-24 ч. после начала эксперимента на всех каналах четко выделялся период достижения равновесного режима с амплитудой 1,9, 2,1, 2,5 кБк/м<sup>3</sup>, т.е. относительный разброс каналов составлял ~ 30%, который отражал не идентичность параметров радонового поля и в меньшей мере разброс чувствительности ГС.

По данным сейсморазведочных и георадарных работ в пункте ПРТ в строении верхней толщи выделено три слоя. В первых двух слоях рыхлых отложений со средней мощностью 2,3 и 4,5 м миграция  $Rn$  осуществляется за счет адвекции и диффузии. Уровень грунтовых вод находится на глубине ~6 м. Подложкой для второго слоя является крупнообломочный материал с песчаным заполнителем аллювиально-флювиогляциального происхождения. Миграция  $Rn$  из третьего и подлежащих слоев осуществляется по выделенным в результате сейсморазведочных работ зонам разуплотнения [5].

Накопление  $Rn$  в замкнутой камере при его стационарном притоке представляет собой процесс с выходом на насыщение при достижении его равновесия с продуктами распада. При этом, время выхода значения ОА  $Rn$  на равновесие определяется скоростью поступления радона и вентилированием камеры, то есть кратностью воздухообмена (КВО). Для оценки этих параметров необходимо сделать математическое описание процесса изменения ОА  $Rn$  во времени. Для этого по принципу подобия был использован подход, описанный в работе [9].

Принято, что накопительная камера находится в стационарном режиме воздухообмена, когда отсутствуют резко меняющиеся условия вентилирования и КВО постоянна. В связи с особенностями установки камеры естественный воздухообмен в ней очень мал. При обработке измерений использовалось не достигнутое максимальное значение ОА  $Rn$ , а вся кривая накопления. Такой подход близок к методу, описанному в работе [1].



Временная зависимость концентрации Rn  $A(t)$  в камере может быть представлена в виде дифференциального уравнения первого порядка (предполагается, что радон перемешивается мгновенно по всему объему [9]:

$$\frac{dA(t)}{dt} = S(t) - (A(t) - A_{Rn}^{amm}) \cdot \lambda_v(t) - (A(t) - A_{Rn}^{amm}) \cdot \lambda_{Rn} \quad (1),$$

где:  $S(t)$  – функция, описывающая суммарное удельное поступление Rn в единичный объем камеры (скорость поступления), Бк/(м<sup>3</sup>·ч);  $\lambda_v(t)$  – функция, описывающая зависимость значения КВО от времени, ч<sup>-1</sup>;  $\lambda_{Rn} = 0.00755$  ч<sup>-1</sup> – постоянная распада радона;  $A_{Rn}^{amm}$  – концентрация радона в наружном воздухе, Бк/м<sup>3</sup>. Решением этого уравнения с учетом некоторых допущений является [9]:

$$A(t) = A_{\max} \cdot (1 - e^{-\lambda_0 \cdot t}) + A_0 \cdot e^{-\lambda_0 \cdot t} \quad (2).$$

Процесс накопления обусловлен скоростью поступления радона в камеру и КВО в стационарном состоянии, с выходом на насыщение  $A_{\max} = S / \lambda_0$ .  $A_{\max}$  – максимальная ОА Rn, которая может быть достигнута в камере при заданных условиях, Бк/м<sup>3</sup>;  $S$  – скорость диффузионного поступления Rn, зависящая от объема камеры, площади поверхности грунта под ней и ППР с этой поверхностью. В нашем случае  $S = 0.049$  м<sup>2</sup>,  $V = 0.01$  м<sup>3</sup>.

Используя выражение (2) оценку КВО и ППР в емкости можно сделать методом подбора наилучшего совпадения расчетной и экспериментальной кривых. Исходя из этих условий, рассчитаны ППР и КВО на опорном пункте ПРТ (Паратунка) для трех каналов в ПРТ\_1 и двух в ПРТ\_3 (рис. 1, таблица).

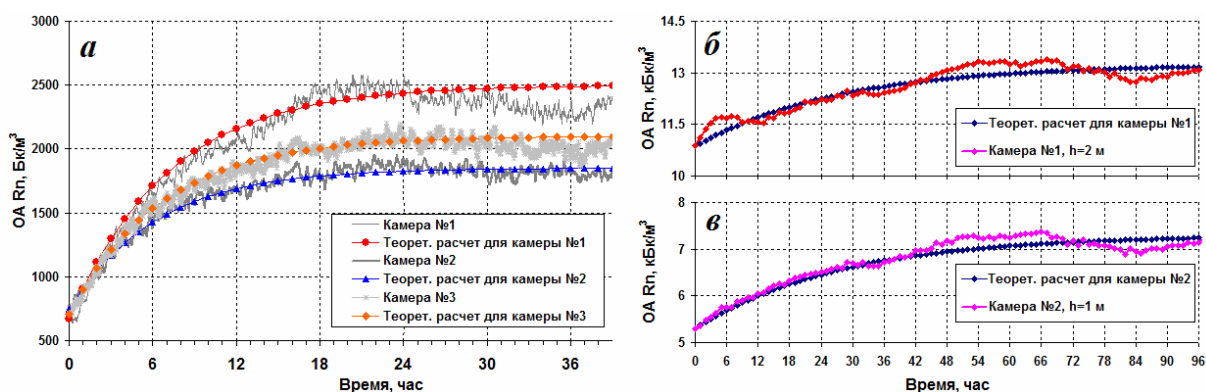


Рис. 2. Теоретические и экспериментальные кривые, иллюстрирующие накопление радона в накопительных камерах в пункте ПРТ: а – три накопительные камеры в точке ПРТ\_1; б, в – накопительные камеры в точке ПРТ\_3

Из таблицы видно, что для двух камер в ПРТ\_1 к.2 и к.3 значения ППР близки. Накопительная камера к.1 (ПРТ\_1) показала большую величину ППР, что может быть связано с возможным наличием зон разуплотнения и увеличенным стоком радона в районе ее установки [5]. В точке ПРТ\_3 ППР закономерно уменьшается с уменьшением глубины в следствии радиоактивного распада Rn, мигрирующего с более глубоких слоев [5]. При этом обе камеры имеют равный и достаточно малый КВО, что говорит о схожести условий их установки.

### Заключение

Представленная методика в первом приближение дает возможность оценить величину ППР в точке установки накопительной камеры. По форме кривой и времени выхода на равновесное состояние можно эмпирически оценить степень воздействия воздухообмена камеры с атмосферным воздухом на процесс накопления Rn и его ДПР в ней. В некоторых случаях такие оценки можно проводить неоднократно, удаляя Rn и ДПР

**Таблица. Экспериментальные и расчетные данные накопления ПР в заборных емкостях**

| № | Камера     | Экспериментальные данные |                               |                                   | Расчетные значения              |                |                                  |
|---|------------|--------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|----------------|----------------------------------|
|   |            | h, м                     | $A_0$ ,<br>кБк/м <sup>3</sup> | $A_{max}$ ,<br>кБк/м <sup>3</sup> | $S$ ,<br>Бк/(м <sup>3</sup> ·с) | $KBO$ ,<br>1/ч | $ППР$ ,<br>мБк/м <sup>2</sup> ·с |
| 1 | ПРТ_1, к.1 | 1                        | 0.7                           | 2.5                               | 0.09                            | 0.140          | 19.8                             |
| 2 | ПРТ_1, к.2 | 1                        | 0.7                           | 1.9                               | 0.08                            | 0.160          | 16.8                             |
| 3 | ПРТ_1, к.3 | 1                        | 0.7                           | 2.1                               | 0.09                            | 0.150          | 17.9                             |
| 4 | ПРТ_3, к.1 | 2                        | 10.9                          | 13.2                              | 0.13                            | 0.036          | 27.0                             |
| 5 | ПРТ_3, к.2 | 1                        | 5.3                           | 7.3                               | 0.07                            | 0.036          | 14.9                             |

Примечание: h – глубина установки накопительной камеры;  $A_0$  – начальное значение ОА Rn;  $A_{max}$  – максимальное значение ОА Rn;  $S$  – скорость диффузионного поступления Rn;  $KBO$  – кратностью воздухообмена;  $ППР$  – плотность потока Rn.

из камеры путем принудительного вентилирования. Полученные в результате расчетов значения  $ППР$  на глубинах 1 и 2 м в точке ПРТ\_3 хорошо согласуются со значением  $ППР=9.2$  мБк/м<sup>2</sup>·с, зарегистрированным с поверхности грунта в этой точке сертифицированным прибором "Прогресс-2000" с помощью методики угольных абсорберов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00162.

#### Список литературы

1. Жуковский М.В., Донцов Г.И., Шориков А.О., и др. Модификация метода накопительной камеры для измерения плотности потока радона с поверхности почвы // АНРИ. 1999. № 3. С. 9-20.
2. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки. // Сейсмические приборы, 2012. Т. 48. № 2. С. 5-14.
3. Рудаков В.П. Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ// Автореферат на соискание степени доктора физико-математических наук. М. 1992 г. с.
4. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С.26–41.
5. Фирстов П.П., Макаров Е.О., Акбашиев Р.Р. Мониторинг концентрации почвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с прогнозом сильных землетрясений // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51, № 1, С. 60-80.
6. Фирстов П.П., Макаров Е.О. Реакция подпочвенного и растворенного в подземных водах радона на изменение напряженно-деформированного состояния земной коры // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 4. С. 58-80.
7. Яковлева В.С., Каратаев В.Д. Плотность потока радона с поверхности земли как возможный индикатор изменений напряженно-деформированного состояния геологической среды // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 74–77.
8. Cicerone R.D., Ebel J.E., Beittton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. N 476. P.371–396.
9. Vasilyev A.V., Zhukovsky M.V. Determination of mechanisms and parameters which affect radon entry into a room // J Environ Radioact. 2013. № 124. P. 185-190.

**Геохимия терригенных пород как индикатор геодинамических обстановок седиментации Западно-Сахалинского террейна**

**А.И. Малиновский**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022;*

*e-mail: [malinovsky@fegi.ru](mailto:malinovsky@fegi.ru)*

На основании обобщения и интерпретация полученных данных по геохимическому составу терригенных пород Западно-Сахалинского террейна делается вывод об их формировании на активной континентальной окраине в бассейне, связанном с крупными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам.

Одним из важнейших направлений при литологическом исследовании в седиментационных бассейнах, расположенных на восточной окраине Азиатского континента, является изучение геохимических особенностей терригенных пород, позволяющее с достаточно высокой достоверностью установить положение, тип и породный состав областей их питания, а также реконструировать геодинамическую природу самих бассейнов седиментации [3; 6-8, и др.].

**Региональная геологическая позиция**

Современная тектоническая структура южной части Дальнего Востока России представляет собой коллаж различных по возрасту и происхождению террейнов, причлененных к восточной окраине Азиатского континента в палеозое и мезозое. Большинство террейнов имеют раннемеловой возраст, а их формирование тесно связано с режимом взаимодействия Азиатского континента и прилегающей океанической плиты Иванага [1, 2]. Западно-Сахалинский террейн входит в состав мезозойско-кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса [1]. В его пределах широко развиты терригенные меловые отложения, вещественный состав и, в частности, геохимические особенности которых, изучены крайне слабо.

Западно-Сахалинский террейн протягивается полосой шириной до 70 км вдоль побережья Татарского пролива на 650 км. Границами его являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов (рис.). Южным продолжением террейна является пояс (террейн) Сорачи-Йезо на о. Хоккайдо. В строении террейна принимают участие в различной степени дислоцированные и достаточно хорошо датированные меловые и кайнозойские образования суммарной мощностью до 17000 м.

Изученные меловые (берриас-датские) отложения представлены главным образом морскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами (алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфами, тефроидами) айской, найбинской, быковской и краснорыбковской свит – на юге, и побединской, тымовской, верблюжегорской, арковской, жонкьерской и краснорыбковской – на севере.

Особенности строения разрезов террейна свидетельствуют о накоплении осадков, как в мелководно-морских, так и в значительно более глубоководных обстановках. Глубоководные отложения составляют нижнюю, альб-коньякскую, часть разреза, а мелководно-морские отложения фиксируются преимущественно на сантон-кампанском уровне. В целом же наблюдается тенденция относительного обмеления Западно-Сахалинского палеобассейна при перемещении с юга на север и снизу вверх по разрезу при значительном увеличении мощности отложений.

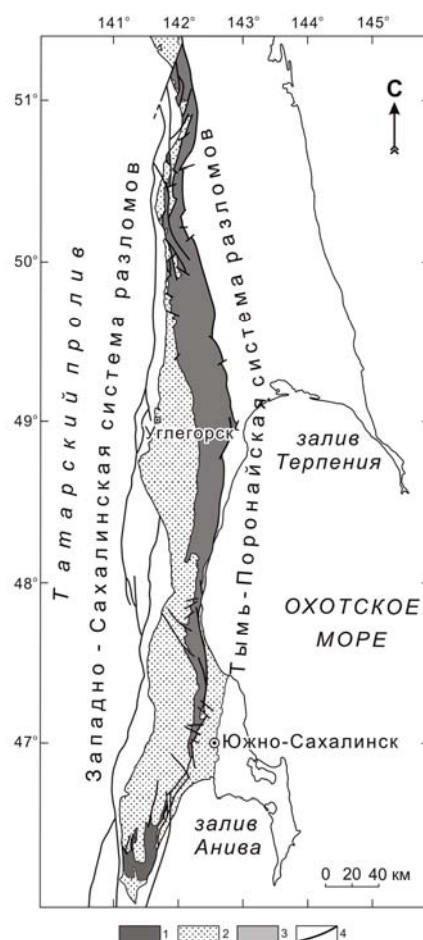


Рис. Схематическая геологическая карта Западно-Сахалинского террейна: 1 – меловые терригенные образования; 2 – палеоцен-плиоценовые терригенные и вулканогенные образования; 3 – террейны и перекрывающие комплексы Восточного Сахалина; 4 – разломы.

### Геохимический состав терригенных пород

Основными объектами изучения были песчаные породы поскольку они несут наиболее богатую информацию о типе и составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей питания и осадконакопления. Как дополнительная привлекалась информация по глинисто-алевритовым породам.

По химическому составу песчаники Западно-Сахалинского террейна однородны. Заметны лишь несколько более высокие содержания  $\text{SiO}_2$  в породах его северной части (в среднем по свитам от 65,54 до 75,70%), в то время как в южной части  $\text{SiO}_2$  от 62,74 до 70,24%. Вместе с тем, на севере более низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (0,43-0,64% и 0,49-0,71%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11,67-14,81% и 13,99-15,40%),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,33-5,30% и 3,50-5,91%),  $\text{MgO}$  (0,69-1,88% и 1,01-1,11%),  $\text{CaO}$  (1,12-1,74% и 1,19-2,87%). Кроме того, во всех песчаниках  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,18-3,62% и 3,02-3,98%) преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$  (1,43-2,99% и 2,28-2,71%) что характерно для граувакк. По классификации Ф. Петтиджона [4] песчаники террейна относятся, главным образом, к грауваккам и лишь часть – к литоаренитам. Глинисто-алевритовые породы близки к песчаникам, отличаясь меньшими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (в среднем 62,84 – 66,94% на севере и 63,56 – 64,92% на юге) и  $\text{CaO}$  (0,28-1,92% и 0,95-2,38%), но большими –  $\text{TiO}_2$  (0,63-0,76% и 0,59-0,66),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15,32-16,92%),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3,01-5,66% и 4,85-5,88%) и  $\text{MgO}$  (0,88-2,44% и 1,72-2,15%). Кроме того, в глинисто-алевритовых породах  $\text{K}_2\text{O}$  (2,75-3,70% и 2,20-2,91%), как правило, преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,57-2,55% и 2,13-3,42%).

По литохимическим параметрам [5] песчаные породы характеризуются 1) невысоким уровнем зрелости, что свидетельствует об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) по показателю фемичности они соответствуют граувакками, 3) невысокой титанистостью, что связано, с одной стороны, присутствием в песчаниках островодужной вулканокластичности низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий, а с другой – обломков кислых изверженных пород, в свою очередь отличающихся низкими значениями ТМ; 4) несколько повышенными значениями НКМ за счет примеси сиалического материала. В глинисто-алевритовых породах, по сравнению с песчаными, как правило, выше значения гидролизатного, фемического и титанового модулей, но значения модуля нормативной щелочности, что позволяет относить рассматриваемые отложения к петрогенным, при формировании которых не происходит какой либо существенной динамической сортировки обломочного материала. Анализ положения точек песчаных и глинисто-алевритовых пород на модульных диаграммах [5], где они образуют два самостоятельных поля, свидетельствует об их петрогенной природе.

Суммарные содержания РЗЭ в песчаниках относительно невелики и варьируют в среднем по свитам от 82 г/т до 139 г/т. Спектры распределения РЗЭ во всех свитах близки и характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования и невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ( $La_N/Yb_N=5,79-12,15$ ). Кроме того, спектры распределения характеризуются отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ( $Eu/Eu^*=0,68-0,84$ ). По сравнению с РААС все песчаники незначительно обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (от 1,1 до 2,8 раза). В глинисто-алевритовых породах суммарные содержания РЗЭ несколько выше, чем в песчаниках, и находится в пределах 104-164 г/т. Вместе с тем, общий характер их распределения в целом аналогичен таковому в песчаниках ( $La_N/Yb_N=6,17-11,19$ ,  $Eu/Eu^*=0,59-0,84$ ). По сравнению с РААС в глинисто-алевритовых породах содержания большинства РЗЭ в основном равно либо несколько ниже (до 1,9 раза).

### **Палеогеодинамическая интерпретация**

Палеогеодинамическая интерпретация химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород осуществлена при помощи ряда известных диаграмм М. Бхатиа, Дж. Мейнарда, Б. Роузера и Р. Корша [7, 10, 11]. Полученные результаты интерпретации свидетельствуют о формировании отложений в бассейнах, сопряженных с окраинно-континентальными магматическими дугами (например, Японские острова), либо в бассейнах активных континентальных окраин андийского типа, включающих в себя, в том числе, и окраины, осложненные сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам.

Относительно невысокие концентрации в породах Западно-Сахалинского террейна редкоземельных элементов, при незначительной их обогащенности легкими элементами по сравнению с тяжелыми, умеренно выраженная отрицательная Eu аномалия свидетельствуют о формировании отложений как за счет размывавшихся гранитно-метаморфических пород, так и основных вулканитов. Анализ положения точек пород на диаграммах, предназначенных для реконструкции состава пород питающих провинций [8, 9], свидетельствует, что область питания представляла собой глубоко расчлененную энсиалическую дугу, в которых эрозия вскрыла батолиты гранитоидов, подстилающие вулканиты. Отложения формировались за счет разрушения как собственно вулканических образований дуги, так и ее гранитно-метаморфического фундамента. Кроме того, в качестве дополнительного источника не

исключаются гранитно-метаморфические породы древней сиалической суши. Интерпретация состава редких и редкоземельных элементов на диаграммах М. Бхатиа и К. Крука [7], предназначенных для реконструкции палеогеодинамических обстановок самих бассейнов седиментации, подтверждает результаты полученные по петрогенным элементам.

Таким образом, обобщение и интерпретация данных по составу и характеру распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах свидетельствует, что седиментация происходила вдоль границы континент-океан в бассейне связанном с крупномасштабными левосторонними трансформными скольжениями плиты Изагаги относительно Евразийского континента [1, 2]. В состав области питания, поставлявшей обломочный материал в седиментационный бассейн Западно-Сахалинского террейна на протяжении берриас-датского времени, вероятно, входила сиалическая суша, сложенная гранитно-метаморфическими и осадочными породами, и зрелая глубоко расчлененная энциалическая островная дуга, в которой эрозия вскрыла гранитоидные батолиты, подстилающие вулканы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00857-а и проекта ДВО РАН № 15-I-2-001 о.

### Список литературы

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 981 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 5. С. 55-68.
4. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
5. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
6. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611-627.
7. Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181-193.
8. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions. And metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305-327.
9. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531-542.
10. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; London; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 551-561.
11. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635-650.

**Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на XI 2016 – X 2021 гг., его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г.,  $M = 8,3$**

**С.А. Федотов<sup>1,2</sup>, А.В. Соломатин<sup>1</sup>, А.В. Кирюхин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

<sup>2</sup> *Институт физики Земли РАН, Москва*

Рассматриваются результаты работ по методу долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги (ДССП). Дан прогноз на следующие 5 лет, XI 2016 – X 2021 гг. Рассматривается развитие сейсмического процесса Курило-Камчатской сейсмогенной зоны до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г.,  $M = 8,3$ . Полученные результаты подтверждают высокую сейсмическую опасность в районе г. Петропавловск-Камчатский и полную необходимость продолжения работ по сейсмоукреплению и сейсmobезопасности.

**Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на XI 2016 – X 2021 гг. (по оценкам на ноябрь 2016 г.)**

Данный апробированный метод долгосрочного сейсмического прогноза основан на закономерностях размещения очагов сильнейших землетрясений (сейсмические бреши) и сейсмического цикла [1-5 и др.]. Последнее изложение метода ДССП, дополнений к нему и прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016 – III 2021 гг. приведены в работе [5].

В соответствии с полученными данными наиболее вероятными местами следующих сильнейших землетрясений с  $M \geq 7,7$  и глубиной очагов  $H \leq 80$  км на период XI 2016 – X 2021 гг. остаются следующие участки (рис. 1):

- для Южной Камчатки, участок 11б, вероятность землетрясения с  $M \geq 7,7$ ,  $P(M \geq 7,7)$  в указанный период, имеющего силу до 8 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, равна 19,5 %;
- для Авачинского залива, участок 12б, вероятность такого землетрясения силой до 9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, равна 13,2 %.

Суммарная вероятность землетрясений с  $M \geq 7,7$  в участках 11а, 11б, 12а, 12б, 13а, 13б, которые могут иметь силу 7-9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский может достигать на следующее пятилетие 45,5 %.

На Курильских островах наиболее высока сейсмическая опасность в районе Средних Курильских о-вов (6, 8 и 9 участки) – общая пятилетняя вероятность сильнейшего землетрясения  $M \geq 7,7$  здесь составляет 28,0 %. Эта обширная сейсмическая брешь является второй по степени сейсмической опасности.

Таким образом, в связи с очень высокой сейсмической опасностью в Камчатском сегменте дуги необходимо вести усиленные наблюдения за сейсмичностью в участках 11, 12 и 13, особенно в Авачинском заливе в районе г. Петропавловск-Камчатский, наиболее вероятном месте очага следующего в регионе 9-ти балльного землетрясения (участок 12б). Эти участки относятся к числу первых, в которых необходимо продолжение работ по долгосрочному сейсмическому прогнозу, другим методам сейсмического прогноза и оценке сейсмического риска. В полной мере сохраняется необходимость неотложных мер по сейсmobезопасности, повышению устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в Камчатском крае.



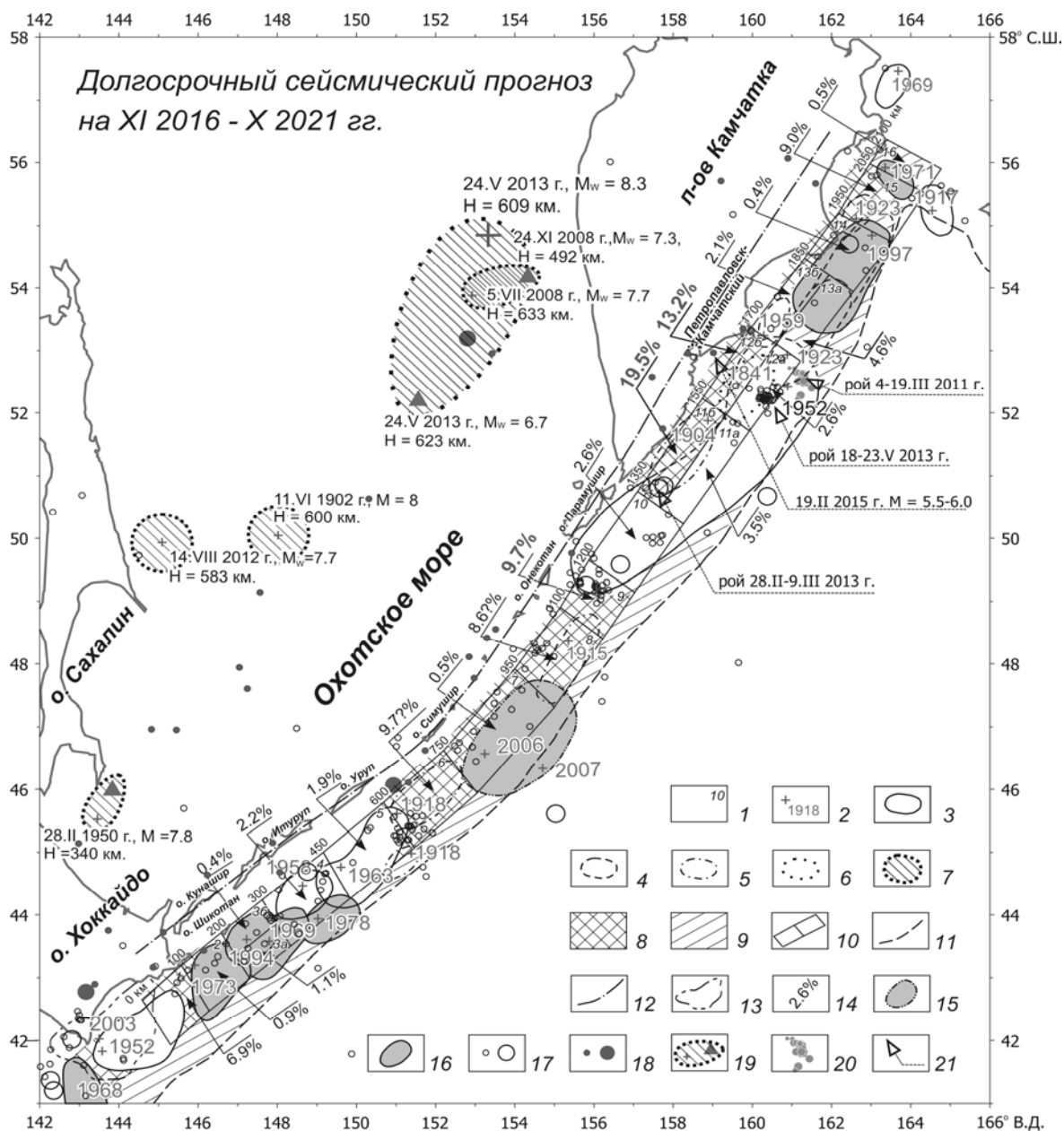


Рис. 1. Карта долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги. Условные обозначения: 1 - номера участков; 2 - инструментальные эпицентры главных толчков землетрясений с  $M \geq 7,7$ ; 3-7 - границы очагов землетрясений с  $M \geq 7,7$ , проведенные с разной точностью; 8-9 - наиболее вероятные и возможные места следующих землетрясений с  $M \geq 7,7$ ; 10 - границы участков прогноза; 11-12 - оси глубоководных желобов и вулканического пояса; 13 - границы очага землетрясения у Хоккайдо 25.IX 2003 г.,  $M = 8,1$ ; 14 - вероятности землетрясений  $M \geq 7,7$  в XI 2016 - X 2021 гг.; 15-16 - область очага предсказанного землетрясения 15.XI 2006 г.,  $M = 8,2$  и области очагов других землетрясений с  $M \geq 7,7$ , которые произошли в предсказанных сейсмических брешах; 17 - эпицентры неглубоких землетрясений, произошедших в период 24.X 2011 - 23.X 2016 гг., меньший кружок, соответствует  $m_b = 5,0-5,9$ , больший -  $m_b = 6,0-7,3$ ,  $H < 80$  км; 18 - то же с  $H \geq 80$  км; 19 - эпицентры и предположительные области очагов глубоких ( $H > 300$  км) сильнейших землетрясений, треугольники - положение их главных афтершоков; 20 - рой землетрясений 4-19.III 2011 г.,  $M_{max} \leq 5,2$ ,  $H < 80$  км; 21 - рой землетрясений 28.II - 9.III 2013 г.,  $M_{max} = 6,9$ , и 18-23.V 2013 г.,  $M_{max} = 6,1$ ,  $H < 80$  км. Средняя вероятность возникновения курило-камчатских землетрясений с  $M \geq 7,7$  в одном месте в течение 5 лет равна 3,6-4,2%.

Приведенный долгосрочный сейсмический прогноз землетрясений с  $M \geq 7,7$  для Курило-Камчатской дуги на XI 2016 – X 2021 гг. используется, как это делалось с предыдущими прогнозами 1985-2016 гг., для обоснования государственных мер по сейсмозащите и сейсмоукреплению.

Figure 1 is a scatter plot showing the distribution of earthquakes in the Kuril Islands region from 2008 to 2016. The vertical axis represents depth ( $\Delta$ , KM) from 0 to 2000. The horizontal axis represents time (T, годы) from 2008 to 2016. The plot is divided into horizontal bands of different shades of gray, representing different depth ranges. Earthquakes are marked with circles of varying sizes and filled patterns, corresponding to different magnitude (M) and depth (H) ranges. Key events are labeled with numbers and dates: 5.VII.2008 (H = 633 KM, Mw = 7.7), 11.III.2011 (H = 29 KM, Mw = 9.0), 14.VIII.2012 (H = 583 KM, Mw = 7.7), and 24.V.2013 (H = 598 KM, Mw = 8.3). A legend at the bottom left defines the symbols for depth (H) and magnitude (M). A legend at the bottom right indicates the depth ranges for the shaded bands. The text "Рассмотрено в настоящей работе" (Considered in this work) is present at the bottom right.

Сейсмический процесс на Курило-Камчатской дуге в 2008-2013 гг. исследовался в [5]. Ниже рассмотрено дальнейшее развитие сейсмического процесса в пределах Курило-Камчатской дуги в X 2013 – III 2016 гг. Для изучения временной связи сейсмических событий рассматривалась пространственно-временная развертка сейсмического процесса внутри и за границами полосы прогноза шириной 100 км (рис. 1) во всем наблюдавшемся диапазоне глубин (0-650 км).

В период между глубокими землетрясениями 14.VIII 2012 г.,  $M = 7.7$ ,  $H = 583$  км и Охотоморским землетрясением 24.V 2013 г.,  $M = 8.3$ , № 26, на глубине менее 200 км происходило перемещение (стягивание) гипоцентров землетрясений № 18, 19, 21-23, 25 от сектора участка 6 к секторам 11-12 – проекции очага сильнейшего Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г., рис. 2.

Таким образом, в целом в период 2012-2013 гг. наблюдалась миграция сейсмичности неглубоких землетрясений Курило-Камчатской сейсмогенной зоны и ее промежуточных землетрясений с глубиной очага 80-200 км в сторону секторов, проекций очагов следующих глубоких землетрясений с  $M \geq 7,7$  на верхнюю часть дуги. Такие явления согласуются с моделью взаимосвязи землетрясений на всем протяжении глубин погружающихся литосферных плит [6 и др.].

После Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г.,  $M_w = 8,3$ , № 26, в 2014-2016 гг. землетрясения с промежуточной глубиной очага (80-200 км) № 33, 34 и 39 ( $M_w = 7,2$ ) сосредоточились в Камчатском сегменте Курило-Камчатской дуги вокруг участка 12б вблизи наиболее опасной в регионе сейсмической брешы, рис. 1 и 2.

После сильнейшего глубокого Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г.,  $M = 8,3$ , сейсмическая активность в Камчатском сегменте Курило-Камчатской сейсмогенной зоны в наибольшей степени повышалась в области землетрясений с  $H = 90-185$  км на продолжении сейсмогенной зоны дуги в сторону глубоководного желоба от очага Охотоморского землетрясения, участки 11-12.

На проекции области глубокого очага Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г. расположена протяженная и наиболее опасная в настоящее время сейсмическая брешь дуги длиной 350 км. Вероятно также, что область очага сильнейшего землетрясения размером 500 км и  $M > 8,3$  может продлиться из участков 11 и 12 в участок 10, где сосредоточились примечательные рои землетрясений № 4, 21 (2008 и 2013 гг.) и № 13, 16, 18 и 19 (2012 г.), и где может оказаться южный конец главного разрыва нового сильнейшего землетрясения.

Таким образом, район Авачинского залива, участок 12, как и весь Камчатский сегмент дуги, участки 11-15, в настоящее время являются наиболее активной и наиболее сейсмически опасной частью Курило-Камчатской дуги.

Исследования велись по Программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», проект № 15-I-2-035 «Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: продолжение прогноза, обоснование мер по повышению сейсмостойкости, развитие метода и применение в других регионах мира».

### Список литературы

1. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
2. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2006-2011 гг. и успешный прогноз Средне-Курильского землетрясения 15.XI 2006 г.,  $M = 8.2$  // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 3-25.
3. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010 – VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 1-25.
4. Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013 – VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с  $M = 7.7$ ,  $7.7$  и  $8.3$ . // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3-19.
5. Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016 – III 2021 гг.; его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г.,  $M = 8.3$  // Вулканология и сейсмология. 2017 (в печати).
6. Mogi K. Earthquake Prediction. Tokyo, New York, London: Academic Press, 1985. 355 p. (Русский перевод: Мого К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.).

## Оценка энергии взрывов на вулкане Алаид по акустическим сигналам

**П.П. Фирстов<sup>1</sup>, М.А. Лобачева<sup>2</sup>, Д.И. Будилов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>2</sup>Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

### Введение

Действующий вулкан Алаид расположен на острове Атласова Большой Курильской гряды (рис. 1). Он находится на расстоянии 30 км к северо-западу от острова Парамушир. Алаид является самым северным и самым высоким вулканом Курильских островов.

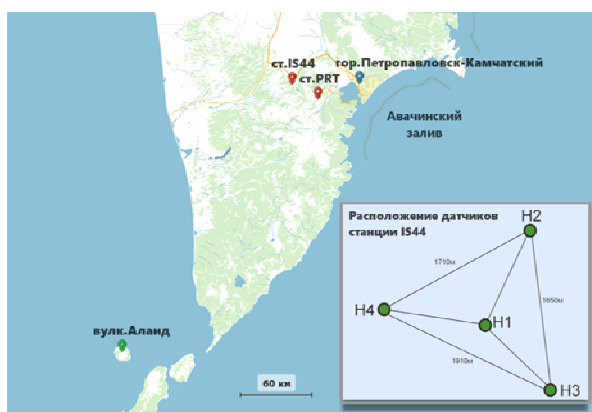


Рис. 1. Расположение вулкана Алаид и ближайших акустических станций на полуострове Камчатка. На врезке показано конфигурация группы микробарографов на станции IS44.

Вулкан Алаид имеет базальтовый состав пород ( $\text{SiO}_2$  49-53%) и для него характерны извержения стромболианского типа. Предыдущее терминальное извержение вулкана Алаид происходило в мае – июне 1981 г., через 87 лет после предшествующего

в 1894 г. Отдельные выбросы пепла и пара продолжались до конца марта 1982 г. [4].

Вершина вулкана после извержения 1981 г. представляла собой взрывной кратер размером 1300\*900 м и глубиной 200 м, широко открытый к югу. Внутри него находился шлаковый конус высотой 250 м. На аэрофотоснимках кратера и вершины вулкана в этот период дешифрировался разлом северо-восточного простираения, рассекавший вулкан строго по центру [4].

Начало нового терминального извержения вулкана Алаид было отмечено группой KVERT 01.10.2015 г. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>). Извержение продолжалось весь 2015 г. и первое полугодие 2016 г.

На спутниковых снимках, любезно представленных Д.В. Мельниковым, видно, что в процессе извержения в основном кратере сформировался насыпной конус, а на юго-западной кромке кратера образовалась субтерминальная бокка - источник лавового потока протяжённостью ~300 м (рис. 2). Эффузивный центр и расположение фумарол на кромке кратера на этих же снимках трассирует разлом северо-восточного простираения, выделенный в работе [4].

К сожалению, сейсмическая станция у подножия вулкана Алаид не работала, поэтому источниками информации об извержении вулкана Алаид в 2015-2016 гг. были космические снимки и волновые возмущения в атмосфере, регистрируемые акустическими станциями Камчатки.

### Аппаратура и методика наблюдений

В настоящее время для наблюдений за инфразвуковыми сигналами в атмосфере, в рамках Договора о Всеобъемлющем Запрещении Ядерных Испытаний (ДВЗЯИ), работает 60 инфразвуковых станций, распределенных по поверхности земного шара. Одна такая станция IS44 расположена на Камчатке в поселке Начики в 299 км от вулкана.

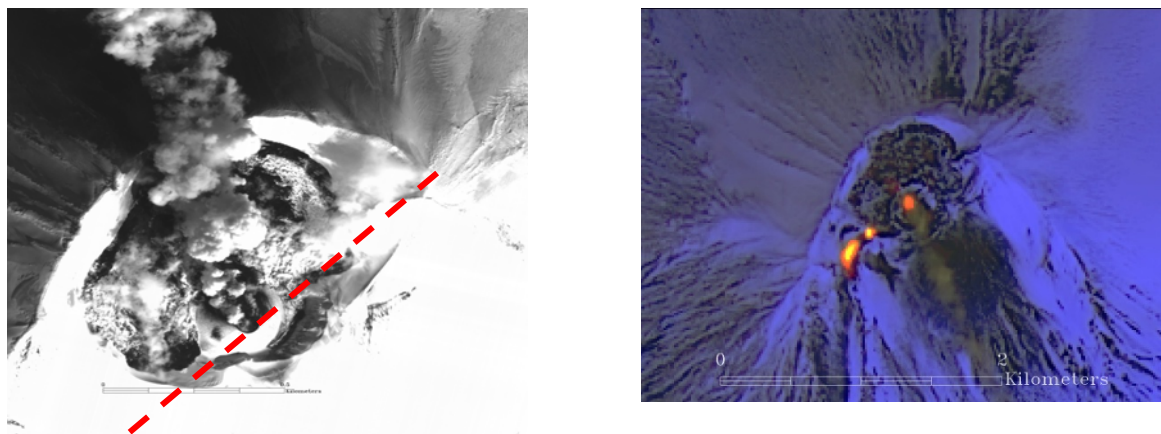


Рис. 2. Спутниковые снимки (Landsat 8) за 22.03.2016 г. (а) и 10.05.2016 г. (б), предоставленные Д.В. Мельниковым. Пунктиром выделена разломная зона по [4].

На IS44 стоит антенна с апертурой  $\sim 1.8$  км на базе четырех микробарографов MB2000 производства Франции (рис. 1, врезка), что позволяет определять азимут прихода звукового луча. За счет конфигурации расположения микробарографов, близкой к равнобедренному треугольнику, антенна имеет почти круговую диаграмму направленности и позволяет определять азимут и кажущуюся скорость прихода звукового луча со всех направлений от различных источников. Частота дискретизации на этой станции 20 Гц.

На распространение звукового луча в атмосфере сильно влияет изменение температуры, скорости и направления ветра с высотой. На больших расстояниях от источника звука измеренные уровни могут существенно отличаться как в большую, так и в меньшую сторону от значений, ожидаемых вследствие геометрического расхождения. Это объясняется тем, что звуковой луч, в зависимости от вертикального профиля эффективной скорости ( $C_{эф}$ ), преломляется или по направлению к земной поверхности, или от неё. В случае градиента  $C_{эф}$  больше нуля (температурная инверсия или рост скорости ветра с высотой) образуется теньевая зона, в которую прямая волна не попадает.

#### **Расчет тротилового эквивалента взрывного процесса на вулкане Алаид**

Энергетические оценки вулканического процесса представляют большой интерес с точки зрения баланса энергий. Процесс дегазации лавового материала на дневной поверхности сопровождается быстрым выделением вулканических газов, из которых более 90% пары воды. Это приводит к формированию пузырей и разрушению их на поверхности лавы при извержении базальтовых вулканов. При таком процессе возникают слабые воздушные ударные волны (ВУВ) [5]. ВУВ по мере распространения эволюционируют и распространяются на многие сотни километров в виде инфразвуковой волны [2]. В этом случае энергию такого взрывного процесса можно определять на основании параметров АС в виде тротилового эквивалента ( $Q$ ). Для этих целей разработаны ряд методик, позволяющие определять энергию взрывного процесса по амплитуде избыточного давления ( $\Delta P_0$ ) и по величине импульса ( $I_+ = \int_0^t \Delta P(t) dt$ ) – параметры ВУВ см. рис. 3 врезка.

Взрывы газовых пузырей при стромболианском типе извержения происходят на дне кратера. Продукты взрыва первоначально формируют криволинейный фронт головной волны, а затем происходит постепенное отделение фронта ударной волны от газов и взаимодействие его со стенками кратера. Образующаяся отраженная волна

движется по сжатой и нагретой головной волной среде с большей скоростью, догоняя головную и сливаясь с ней. В результате чего происходит формирование ВУВ, которая излучается в атмосферу кратером и в этом случае фаза сжатия ( $\tau_+$ ) определяется диаметром кратера. Поэтому «вулканический взрыв» можно рассматривать как процесс с низкой плотностью выделения энергии по сравнению с взрывчатым веществом.

На рис. 3 приведены образцы записей двух типов АС, зарегистрированных на станции IS44 ( $R = 299$  км), возникших во время извержения в. Алаид в феврале 2016 г. Из формы записей следует, что зарегистрированные АС являются отраженными от стратопазузы, на что указывает фаза разряжения в первых вступлениях. Отличие в длительности периодов ( $T_1=0.4$  с и  $T_2=0.15$  с) можно объяснить размерами источников вершинного кратера и субтерминальной бокки.

Как показано в работе [5], в первом приближении радиус сферической области повышенного давления, которая служит источником зарегистрированных АС, можно определить, как,  $a = C_0 \cdot \tau_+$ , где  $C_0$  – скорость звука. Принимая, что период в цуге АС  $T \approx 2\tau_+$ , то радиусы источников составляют  $a_1 \approx 60$ ,  $a_2 \approx 15$  м. Это согласуется с наблюдаемыми на космических снимках размерами эффузивных центров (рис. 2).

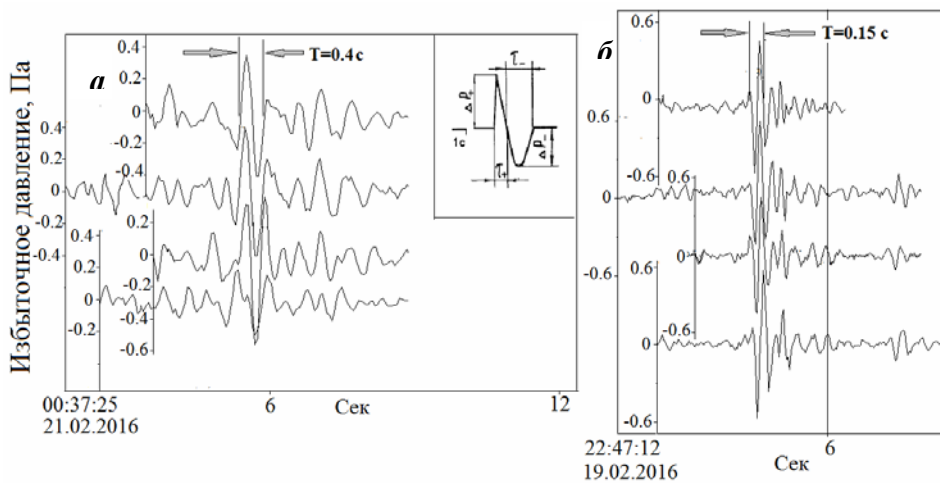


Рис. 3. Пример записи АС на станции IS44 при извержении вершинного кратера (а) и субтерминальной бокки (б). На врезке показаны основные параметры ВУВ вблизи источника.

В мировой практике для определения  $Q$  взрывов используются эмпирические зависимости изменения  $\Delta P_+$  и  $\tau_+$  с расстоянием. Как показано в работе [5] при расчете тротилового эквивалента по  $\Delta P_+$  и  $I_+$  для АС от вулканов наблюдается существенное различие в тротиловых эквивалентов  $Q_P$  и  $Q_I$ , связанное с размером источника вулканических взрывов. Поэтому наиболее правильный будет оценка тротилового эквивалента для них по  $I$ .

В работе [3] предложена эмпирическая зависимость для расчета на больших расстояниях от источника тротилового эквивалента по величине импульса  $Q_I = f(I, R)$ :

$$Q_I = f(I, R): Q_I [\text{кт}] = 1.38 \times 10^{-10} (I [\text{кг/сек}])^{1.482},$$

где  $Q_I$  [кт] - значение энергии взрыва в килотоннах (кт) тринитротолуола;  $I$  [кг/сек] - значение акустического импульса ( $I$ ), определённого из записей инфразвуковых приходов, зарегистрированных в зоне слышимости на больших расстояниях. Преимуществом данной зависимости является то, что она может быть использована для лучевых траекторий АС от взрывов, расположенных на произвольной высоте над земной поверхностью, в том числе и независимо от формы волнового профиля начального акустического сигнала [3]. Поэтому зависимость  $Q_I = f(I, R)$  рассматривается как более приемлемая для оценок  $Q$  при стромболианском типе извержений по АС, зарегистрированным в дальней зоне. Оценки  $Q$  для максимальных значений и средних значений  $\Delta P_+$  для обоих типов АС, зарегистрированных во время извержения вулкана Алаид в 2016 г. приведены в таблице.



С целью анализа правдоподобности данной оценки, рассмотрим оценки  $Q$  для извержений стромболианского типа рассчитанные по АС в ближней зоне в работе [7]. Во время извержения Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (ЮП БТТИ) в августе 1976 г. регистрация слабых ВУВ осуществлялась на расстоянии 1.9 км. Во время извержения побочного кратера вулкана Ключеского (прорыв «Предсказанный») в мае 1983 г., АС регистрировались на расстоянии 3.9 км. Расчет  $Q$  для этих извержений производился по  $\Delta P_+$  и  $I_+$  по эмпирическим формулам для взрывов накладных зарядов [7].

В этом случае оказалось, что отношение  $Q_P/Q_I$  заключено в пределах 0.1-0.5 в зависимости от типа ВУВ. Такое различие объясняется тем, что АС вулканического происхождения генерируются источниками с низкой плотностью энергии по сравнению с взрывами взрывчатых веществ.

**Таблица. Оценка тротилового эквивалента отдельных эксплозий для некоторых извержений стромболианского типа**

| Извержение                      | $a$ ,<br>м | $\Delta P_{cp}$ ,<br>Па | $Q_{cp}$ ,<br>кг | $\Delta P_{max}$ ,<br>Па | $Q_{max}$ ,<br>кг |
|---------------------------------|------------|-------------------------|------------------|--------------------------|-------------------|
| в. Алаид, вершинный кратер      | 60         | 0.3                     | 300              | 1.0                      | 2000              |
| Южный прорыв БТТИ               | 45         | 104.0                   | 2700             |                          |                   |
| в. Алаид, субтерминальная бокка | 22         | 0.1                     | 10               | 0.3                      | 65                |
| Прорыв «Предсказанный»          | 15         | 14.8                    | 20               |                          |                   |

Примечание:  $a$  – расчетный радиус жерла вулкана;  $\Delta P$  – избыточное давление;  $Q$  – тротильный эквивалент.

### Заключение

Оценка тротилового эквивалента по АС, зарегистрированными в дальней зоне, для извержений стромболианского типа может осуществляться по методике, предложенной в работе [3]. Для АС от вершинного кратера в. Алаид  $Q_I$  на порядок превышает  $Q_I$  для субтерминальной бокки. При сравнении  $Q_I$ , рассчитанного для извержения в. Алаид по формуле из работы [3], наблюдается удовлетворительное согласие с  $Q_I$ , рассчитанного по эмпирическим формулам для ВУВ, зарегистрированными в ближней зоне с близкими размерами кратера.

### Список литературы

1. Будилов Д.И., Фирстов П.П., Лобачев М.А. Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз / VI Сахалин. молодеж. науч. школа. Южно-Сахалинск, 3-8 октября 2016 г., сб. мат / Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 220-226.
2. Куличков С.Н. Дальнее распространение звука в атмосфере (обзор) // ФАО. 1992. Т. 28. № 4. С. 3-20.
3. Куличков С.Н. Постоянство “акустического импульса” при дальнем распространении инфразвука в атмосфере // ФАО. 2002. Т. 38. № 5. С. 658-664.
4. Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др. Изучение извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 9-28.
5. Фирстов П.П. Вулканические акустические сигналы диапазона 1.0–10 Гц и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2003. 90 с.
6. Фирстов П.П., Кравченко Н.М. О возможности использования воздушных волн для оценки количества эксплозивного газа, высвобождаемого во время вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 160-171.
7. Цейтлин Я.И., Смолий Н.И. Сейсмические и ударные воздушные волны промышленных взрывов. М.: Недра, 1981. 136 с.



## **Роль оползней в формировании гейзеров Долины Гейзеров, Камчатка**

**А.Б. Белоусов, М.Г. Белоусова**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

*e-mail: [belousov@mail.ru](mailto:belousov@mail.ru)*

Показана роль оползней в формировании геологических условий для образования многочисленных гейзеров Долины Гейзеров. Описано современное состояние гейзеров Долины и процесс их восстановления после оползней 2007 и 2014 гг.

### **Введение**

События 2007 и 2014 гг. наглядно показали, что в Долине Гейзеров (далее по тексту "Долина") периодически происходят крупные оползни, обвалы и селевые потоки (далее по тексту обобщённо "оползни"), которые радикально меняют её ландшафт, оставляя мощные грубообломочные отложения, подпруживающие значительные участки русла реки. Активному развитию склоновых гравитационных процессов способствует глубокий эрозионный врез Долины (до 500 м) и малая механическая прочность горных пород слагающих её борта (представленных слаболитифицированными озёрными туфами и трещиноватыми лавами). Установлено, что на протяжении Голоцена оползни в Долине происходили многократно [4]. Возникает вопрос: как в такой динамичной геологической обстановке могли образоваться и существовать многочисленные гейзеры?

### **Возраст гейзеров**

Постройки большинства современных гейзеров Долины представляют нагромождение валунов, покрытых тонким слоем гейзерита. Толщина этого слоя составляет первые сантиметры. Самый мощный слой гейзерита (порядка 10 см) имели гейзеры Сахарный и Тройной. Оползни 2007 и 2014 гг. сильно повредили постройки гейзеров Жемчужный, Великан, Щель и Первенец, и вокруг них началось отложение нового слоя гейзерита. Скорость накопления этого слоя по нашим измерениям составляет в среднем 0,1-0,3 мм/год. Легко посчитать, что возраст многих действующих гейзеров Долины не более первых сотен лет, а возраст самых старых из них, вероятно, не превышает одну тысячу лет.

Геологические данные показывают, что гейзеры в Долине существуют с середины Голоцена. В бортах русла реки Гейзерной вскрываются отложения нескольких древних оползней, в которых видны выполненные гейзеритом палеоканалы давно недействующих гейзеров. Калиброванный радиоуглеродный возраст почвы, погребённой одним из таких оползней (обнажение в строительной выемке гостиницы заповедника) составил 6020-6270 лет. Следовательно, на протяжении второй половины Голоцена, гейзеры в Долине периодически возникали, несколько сотен лет действовали, откладывая гейзерит, затем уничтожались очередным оползнем, а после каждой такой катастрофы появлялись снова. Почему же гейзеры с таким постоянством образуются именно в этом районе? Какие геологические особенности Долины, помимо выхода кипящих подземных вод, благоприятствуют образованию гейзеров?

### **Строение питающей системы и принцип действия гейзеров**

Изучение формы каналов современных гейзеров Долины с помощью водонепроницаемой термостатированной видеокамеры, а также каналов древних гейзеров, вскрытых эрозией, позволило установить, что они имеют характерный крутой изгиб с обратным наклоном - так называемый сифон или гидрозатвор [1, 10].

Заполненный водой сифон играет роль ловушки или сепаратора для пузырей пара, поднимающихся снизу из более глубоких частей гидротермальной системы (в англоязычной литературе закрепился предложенный авторами термин "bubble trap" [10]). Пар постепенно накапливается в ловушке и периодически прорывается через сифон к поверхности, придавая деятельности кипящего источника периодический (т.е. гейзерный) режим. А.М. Нечаев [6] дал физическое объяснение действия гейзера с таким строением подводящей системы. Интересно, что эта модель во многом соответствует самой первой схеме питающей системы исландского Гейзера, предложенной Mackenzie ещё в 1811 г., которая, однако, впоследствии была практически забыта.

### **Геологические предпосылки образования гейзеров**

Одиночный гейзер с каналом в форме сифона может образоваться случайно в любой геологической обстановке. Но как объяснить образование десятков гейзеров (и соответственно десятков каналов с сифонами), сконцентрированных в одном месте, например в Долине Гейзеров на Камчатке, Йеллоустоне в США или Эль Татио в Чили? Мы предложили теорию [1,10], согласно которой многочисленные гейзеры образуются там, где вскипающие термальные воды поднимаются к поверхности через рыхлые геологические отложения, имеющие хаотическую внутреннюю структуру. Рыхлый, несцементированный, или слабосцементированный характер таких отложений облегчает проработку (т.е. промывание) в них каналов восходящими термальными водами. А их хаотическая структура (где соседствуют линзы и блоки пород с различными физико-механическими свойствами) обеспечивает прорабатываемым каналам сложно изогнутую конфигурацию. Ярко выраженную хаотическую структуру имеют отложения оползней. Именно древние оползни, перекрывшие область гидротермальной разгрузки, создали уникальное сочетание геологических и гидрогеологических факторов, которое привело к образованию многочисленных гейзеров Долины. Хаотическую внутреннюю структуру имеют также отложения морен (в которых проработаны каналы гейзеров Исландии, Йеллоустона и Эль Татио), отложения коллювия (в котором проработан канал гейзера на озере Карымское) и отложения взрывных брекчий (в которых проработан канал гейзера в кальдере Узон).

### **Самовосстановление гейзеров**

В результате оползней 2007 и 2014 гг. многие гейзеры Долины в разной степени пострадали: потеряли гейзеритовую постройку, оказались полностью или частично заваленными грубообломочными отложениями, затоплены подпрудным озером. Это настоящая катастрофа для туристической индустрии, но с точки зрения науки это природный эксперимент, который дал редкую возможность изучить процессы восстановления пострадавших гейзеров и образование новых.

Гейзеры представляются хрупкими эфемерными образованиями. Однако, наблюдения показали, что гейзеры Долины - даже сильно пострадавшие от оползней, с течением времени могут восстанавливать свою деятельность. Ниже рассмотрено два наиболее ярких примера самовосстановления гейзеров.

Гейзер Первенец был полностью перекрыт грубообломочными отложениями дистальной части оползня 2007 г. толщиной около 6 м. Однако это не привело к полному прекращению его деятельности. К апрелю 2008 г. над его грифоном образовалась воронка глубиной около 4 м, на дне которой действовал пульсирующий кипящий источник. Таким образом, погребённый гейзер оказался способен постепенно перемалывать и вымывать обломочный материал, перекрывающих его отложений. К

2015 г. воронка расширилась и углубилась до 6 м (при этом одна сторона её была срезана эрозией р. Шумная), и находившийся в ней источник восстановил гейзерный режим деятельности с периодом 15 мин и высотой выброса паро-водяной струи до 3-5 м (таблица).

Широкий канал гейзера Великан в 2014 г. был почти полностью забит валунно-гравийным материалом селя. Это радикально изменило режим гейзера, но не прекратило его деятельность. Пульсирующие выбросы медленно прочищают канал гейзера. В 2015 г. валунно-гравийная пробка начиналась в канале на глубине 2,5 м, режим работы гейзера был очень нерегулярный, спазматический с высотой выброса паро-водяной струи до 2 м. Во время извержений пузыри пара пробивались по всей площади пробки. К 2016 г. толщина пробки уменьшилась, она начиналась на глубине 2.9 м, и в ней заметно сократилось количество гравийной фракции. Прорыв пузырей пара сконцентрировался у северной стенки канала, где пробка состояла только из валунов (гравийная фракция вымыта извержениями). В результате режим работы гейзера стал более регулярный (таблица).

**Таблица. Режим гейзеров Долины Гейзеров**

| Гейзер              | Период, мин             | Длительность фонтанирования, мин | Высота фонтана, м | Год измерения                                          | Год повреждения |
|---------------------|-------------------------|----------------------------------|-------------------|--------------------------------------------------------|-----------------|
| Первенец            | до 150/13/15/15         | 4/1/2/2                          | 15/1/5/5          | до 2007 <sup>[9]</sup> /2011 <sup>[5]</sup> /2015/2016 | 2007            |
| <i>Владимир</i>     | 60-210                  | 2                                | 7                 | 2016                                                   |                 |
| <i>Андрей</i>       | 10/18-20                | >1/>1                            | 3/3               | 2015/2016                                              |                 |
| <i>Веер</i>         | 10-11/12-13             | <1/<1                            | 2/2               | 2015/2016                                              |                 |
| Большой             | 90-120/55/65-70         | 4/3/2                            | 15/15/15          | 1990-2000 <sup>[2]</sup> /2015/2016                    | 2007            |
| <i>Малыш</i>        | 90-110/80-90            | 25-30/12-20                      | 1/1               | 2015/2016                                              |                 |
| Щель                | 35-36/28-35/3-10        | <1/<1/<1                         | 2-3/3/3           | 1998-2000 <sup>[2,3]</sup> /2015/2016                  | 2014            |
| Крепость            | 140-170                 | 2-3                              | 5                 | 2016                                                   | 2014            |
| Новый               | 120/23-55               | 40-120/12-30                     | 3/3               | 2009 <sup>[5]</sup> /2016                              |                 |
| Фонтан              | 20-25/25-35             | 4/2                              | 10/10             | 2011 <sup>[9]</sup> /2016                              |                 |
| Непостоянны         | 1-5/6-10                | 1/<1                             | 3/4               | 2011 <sup>[5]</sup> /2016                              |                 |
| Парящий             | >1800/480-540           | нет /300-360                     | 3/4               | 2007 <sup>[9]</sup> /2016                              | 2014            |
| Великан             | 300-360/50-80/45        | 2/30-40/8-15                     | 30/2/3            | до 2014 <sup>[2]</sup> /2015/2016                      | 2014            |
| Жемчужный           | 180-300/<br>150/150-180 | 4/2/2                            | 15/7              | до 2014 <sup>[3,7]</sup> /2015/2016                    | 2014            |
| Розовый             | 15/18-20/18-20          | <1/<1/<1                         | 2/2/2             | до 2012/2015/2016                                      |                 |
| Под Розовым конусом | 40-42/34-40             | 1/1                              | 2/2               | 2012/2016                                              |                 |
| Пийп                | 240/330                 | 5/15                             | 3/3               | 1963 <sup>[8]</sup> /2016                              | 2014            |
| Нора                | 9/8                     | <1/<1                            | 0,5/0,5           | 2013 <sup>[5]</sup> /2016                              |                 |

До 2012 г. по литературным данным; в 2012, 2015 и 2016 гг. - по данным авторов. Новые гейзеры, образовавшиеся после 2014 г, выделены курсивом. Нами названы гейзеры *Андрей* и *Владимир* (54°26'15,2", 160°08'11,0"), *Малыш* (54°26'37,2", 160°08'20,2") и *Пийп* (54°26'21,0", 160°08'41,2"); последний ранее описан как безымянный гейзер с неопределённым режимом [7,8]; в скобках даны его географические координаты.

### **Образование новых гейзеров**

На отложениях оползней 2007 и 2014 гг. гейзеров пока не образовалось. Очевидно, для проработки совершенно новых каналов требуется более длительное время. Несколько новых гейзеров появились на отложениях древних оползней, вероятно в связи с изменением гидрогеологической обстановки вокруг подпрудного озера 2007 г. Можно предположить, что каналы новых гейзеров были проработаны по уже существовавшим здесь каналам фумарол и горячих источников.

Наиболее интересными являются два новых гейзера (координаты 54°26'15,2"С, 160°08'11,0"В), находящиеся примерно в 30 м ниже по течению от гейзера Большой (названы нами "Владимир" и "Андрей" в честь отца и сына Леоновых, внёсших большой вклад в изучение Долины). Режимы деятельности этих гейзеров, расположенных на расстоянии 5 м друг от друга, связаны между собой. Гейзер "Андрей" извергается, как правило, с интервалом 18-20 мин, эти извержения чётко прописываются в виде пиков на термограмме логгера, опущенного в канал гейзера "Владимир". Некоторые из извержений гейзера "Андрей" провоцируют извержения гейзера "Владимир", которые происходят с нерегулярным интервалом от 1 до 3,5 час. После каждого извержения гейзера "Владимир", период покоя гейзера "Андрей" резко увеличивается до 45 мин (продолжительность излива до 13-18 мин). Очевидно, что каналы этих двух гейзеров соединены на небольшой глубине.

### **Изменения режима гейзеров**

Для регистрации режима гейзеров, помимо визуальных наблюдений, мы использовали камеры покадровой съёмки, а также логгеры температуры, которые опускались непосредственно в канал гейзера. Камеры и логгеры устанавливались на срок, достаточный для записи нескольких десятков гейзерных циклов, что позволило получить точные данные о режиме гейзеров Долины (таблица).

### **Список литературы**

1. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Как устроен гейзер и почему в Долине Гейзеров их много? // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. 2014. Выпуск 3. С.142-151.
2. Кирюхин А.В., Дроздин В.А., Кожемяка Н.Н. Динамические характеристики гейзеров // Отчет ИВ ДВО РАН. 2002.
3. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А. и др. Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т. 2. М.: Наука.1991. С.94-141.
4. Леонов В.Л. Геологические предпосылки и возможность прогноза оползня, произошедшего 3 июня 2007 г. в Долине Гейзеров, Камчатка // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. 2008. №. 2. С. 91-95.
5. Леонов А.В. Каталог гейзеров Кроноцкого заповедника. Долина гейзеров и кальдера вулкана Узон: история и современность // Издательство Город, 2017. 401 с.
6. Нечаев А.М. О механизме извержения гейзера // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. 2012. Выпуск 2. С.135-142.
7. Набоко С.И. Гейзеры Камчатки. // Труды Лаборатории вулканологии. М.: Изд. АН СССР, 1954. Вып. 8. С. 126-209.
8. Райк А.А. О режиме гейзеров Камчатки // Исследование природы Дальнего Востока. Таллин. 1963. С. 39–90.
9. Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А. и др. Жемчужина Камчатки – Долина гейзеров. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2009. 108 с.
10. Belousov A., Belousova M., Nechayev A. Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: Implications for the geyser mechanism // Geology. 2013. V. 41(4). P. 387-390.

## Калишпатовые сферолиты в перлитах Ягоднинского месторождения (Камчатка)

**И.А. Бойкова, А.В. Сергеева**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

*e-mail: bira06@yandex.ru*

Изучены сферолитовые перлиты Ягоднинского месторождения (Камчатка). Установлено, что они относятся к риолитовому типу, основными минералами являются андезин, санидин и анортклаз, стекло имеет кварц-санидиновый состав.

### Введение

Большое число работ посвящено изучению образования сферолитов в риолитах и кислых стеклах. Специфической особенностью этих пород является неоднородность строения, выражающаяся в развитии шаровых обособлений, заключенных в цементирующую массу несколько иного состава [1]. Генетическая неопределенность главных морфологических черт, различия в составе сферолитов и стекол вынуждает исследователей вновь и вновь обращаться к природе их происхождения.

### Общая характеристика

В пределах Ягоднинского месторождения предыдущими исследователями были выделены крупные и мелкие вулканические тела проявлений перлита [3]. Морфологически они представляют собой юго-западный, северный и северо-восточный потоки. Зона сферолитового перлита окаймляет полукольцом центральный и северо-восточный потоки, достигая мощности 100 м (рис. 1).

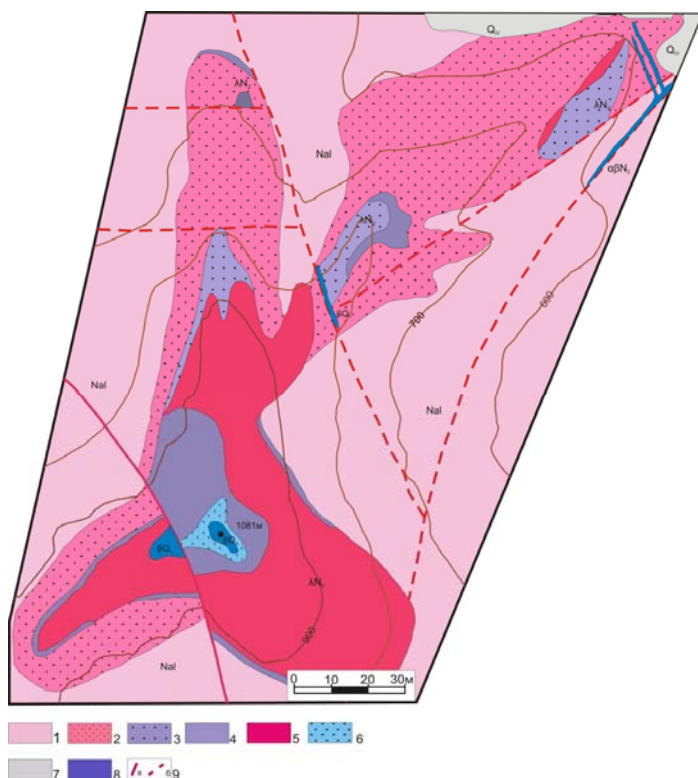


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Ягоднинского месторождения [5].

1- дациты; 2- цеолитизированные туфы; 3- перлиты сферолитовый; 4- перлиты массивный; 5- риолиты; 6- туффиты; 7- делювиальные отложения; 8- базальт даек; 9- тектонические нарушения: а) установленные, б) предполагаемые

Образцы для исследования сферолитов и вмещающего их стекла были отобраны из внутренней части краевой зоны

северо-восточного лавового потока. Исходя из содержания кремнезема и щелочных металлов можно заключить, что перлиты Ягоднинского месторождения относятся к риолитовому типу (рис. 2).

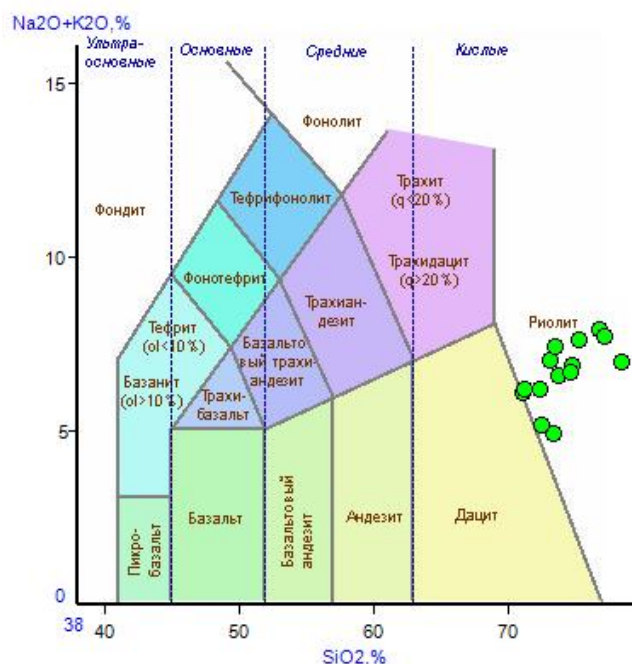


Рис. 2. TAS диаграмма Le Bas сферолитовых перлитов Ягоднинского месторождения

### Петрографическая характеристика

Макроскопически сферолитовый перлит состоит из темно-коричневых сферолитов и светло-коричневого стекла. Содержание сферолитов в породе варьирует от единичных выделений до 40-50% объема породы. Размер их варьирует от 0.5 до 3 см. Для сферолитов характерно большое морфологическое разнообразие: отдельные каплеобразные сферолиты, веерообразные, перистые, аксиолиты, литофизы, фельзосфериты и т.д. [4]. Сферолиты могут формировать цепочки или сплошные массы, образуя слои.

При микроскопическом изучении сферолиты представлены калишпатом серым, иногда бурым, за счет гидроокислов железа, радиально-лучистым, пластинчатым. Хорошо проявлена спайность по (001) и плохо заметная по (010). Показатель преломления ниже канадского бальзама во всех направлениях, шагреньевая поверхность не заметна [2]. Края четко ограниченные, ровные, местами заливообразные или зазубренные. Многие сферолиты разбивают многочисленные тонкие, радиально расположенные и продольно-параллельные микротрещины, секущие их в одном направлении. Сферолиты содержат таблитчатые вкрапленники альбита аналогичные перлитам (рис. 3).

Стекло, вмещающее сферолиты, изотропно или слабо анизотропно вследствие начинающихся вторичных процессов. Вдоль концентрических трещин в местах развития перлитовой структуры проявлены процессы аргиллитизации и цеолитизации. На долю стекла приходится до 93%. Количество вкрапленников составляет 2-3%, они представлены кристаллами альбита, олигоклаза (№ 20-22) и пластинчатого биотита.

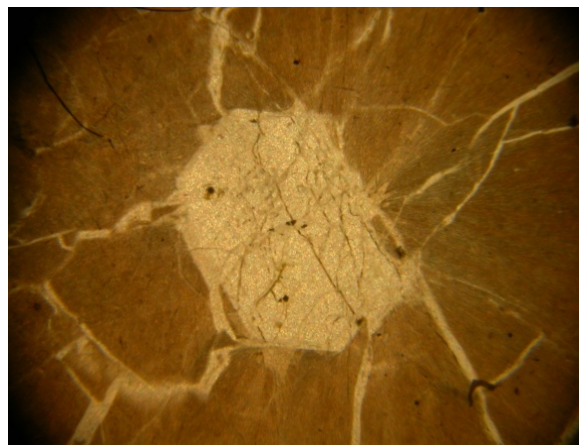
Изучение сферолитов и стекла проводилось методами инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии.

Инфракрасные спектры записаны с помощью ИК спектрофотометра с преобразованием Фурье IR Affinity (Shimadzu) в диапазоне волновых чисел 400 – 4000  $\text{см}^{-1}$ , с разрешением 4  $\text{см}^{-1}$  и числом сканов 80. Дифрактограммы записаны на рентгеновском дифрактометре XRD 7000 (Shimadzu) в диапазоне 4 – 50  $^{\circ}2\theta$ , с шагом 0,05  $^{\circ}2\theta$ . Использован режим непрерывного сканирования со скоростью 0,5 град/мин.





а) скрещенные николи



б) в проходящем свете

Рис. 3. Калишпатовый сферолит, в центре таблитчатый вкрапленник альбита

Основными минералами, слагающими сферолиты, являются плагиоклазы с составом, близким к андезину и калишпаты анортоклаз и санидин (рис. 4). Стекло кварц-санидинового состава, частично раскристаллизовано, о чем говорит присутствие отдельных минералов. На рис. 5 приведены дифрактограммы стекла и расчетные дифрактограммы минералов, присутствующих в нем.

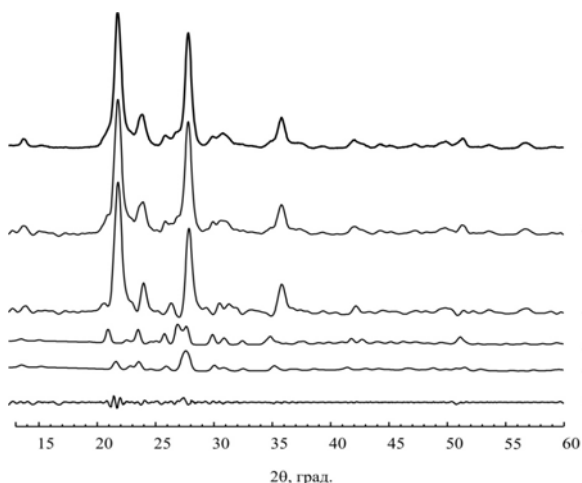


Рис 4. Экспериментально полученная порошкограмма сферолитов (1), теоретически рассчитанные дифрактограммы андезина (3), анортоклаза (4), санидина (5), их сумма (2) и разница суммарной теоретической и экспериментальной кривых (6)

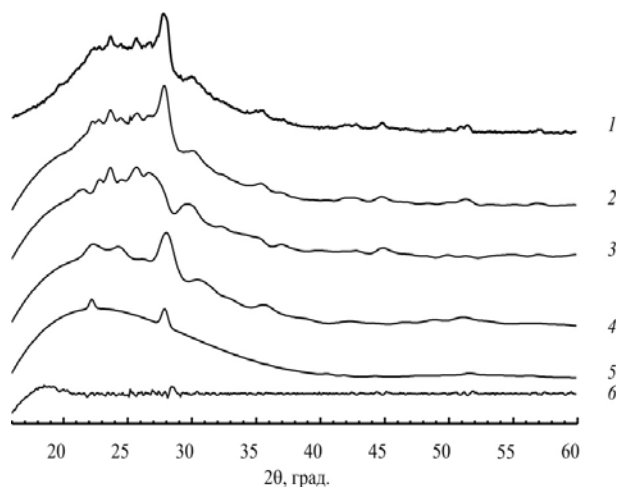


Рис 5. Экспериментально полученная порошкограмма стекла (1), теоретически рассчитанные дифрактограммы альбита (3), санидина (4), кварца (5), их сумма (2) и разница суммарной теоретической и экспериментальной кривых (6)

На основании значений параметров элементарных ячеек обнаруженных фаз сделано заключение, что основными минералами, слагающими шарики, являются плагиоклазы и калишпаты (табл. 1).



**Таблица 1. Параметры элементарных ячеек полевых шпатов, составляющих сферолиты**

| Параметры элементарной ячейки | Анортоклаз, $C2/m$ | Санидин, $C2/m$ | Андезин (плаггиоклаз), $P-1$ |
|-------------------------------|--------------------|-----------------|------------------------------|
| $a, \text{\AA}$               | 8,26               | 8,54            | 8,16                         |
| $b, \text{\AA}$               | 13,00              | 12,90           | 12,81                        |
| $c, \text{\AA}$               | 7,06               | 7,12            | 14,11                        |
| $\alpha$ , град.              | 90,00              | 90,00           | 92,86                        |
| $\beta$ , град.               | 115,83             | 116,06          | 115,96                       |
| $\gamma$ , град.              | 90,00              | 90,00           | 91,33                        |

Согласно рассчитанным параметрам элементарных ячеек минералов, обнаруженных в стекле, полевые шпаты относятся к альбиту и санидину (табл. 2).

**Таблица 2. Параметры элементарных ячеек полевых шпатов, составляющих стекло, вмещающее сферолиты**

| Параметры элементарной ячейки | Альбит, $P-1$ | Санидин, $C2/m$ |
|-------------------------------|---------------|-----------------|
| $a, \text{\AA}$               | 8,22          | 8,46            |
| $b, \text{\AA}$               | 12,93         | 13,10           |
| $c, \text{\AA}$               | 7,15          | 7,26            |
| $\alpha$ , град.              | 93,08         | 90,00           |
| $\beta$ , град.               | 116,22        | 115,17          |
| $\gamma$ , град.              | 90,70         | 90,00           |

В результате исследований выявлено, что сферолитовые перлиты относятся к риолитовому типу, основными минералами сферолитов являются андезин, санидин, анортоклаз, стекло кварц-санидинового состава. Кристаллизации основной массы сферолитового материала предшествовала кристаллизация вкрапленников полевого шпата, что подтверждается присутствием одинаковых по размеру вкрапленников альбита как в сферолитах, так и в перлитах. Продольно-параллельны микротрещины сферолитов, в отличие от радиальных, не распространяются в цементирующий перлит, что может говорить об их обособленном развитии от перлита, подтверждая расщепление исходной магмы на две самостоятельные жидкие фазы. Дальнейшее изучение сферолитовых перлитов Ягоднинского месторождения позволит установить природу их происхождения.

#### Список литературы

1. Ковалев В.П. Сферолиты Хайдымского хребта (Восточный Саян) и сферолитообразование в вулканогенных породах. Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Н.: Наука, 1976. С. 256-303.
2. Лодочников И.Н. Главные породообразующие минералы. М: Недра, 1974. 248с.
3. Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Нистратова И.Е. и др. Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной п-ова Камчатка. Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 70-85.
4. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Пумпянский А.М. Геологические, петрографические и геохимические особенности ликвации в пермских риолитах Хуторской интрузии Курганского Зауралья // Литосфера. 2004. №4. С. 62-75.
5. Маханько А.В. Отчет о результатах предварительной разведки Ягоднинского месторождения цеолитового сырья и активных минеральных добавок. Территориальный Геолфонд, 1998. 230с.

## Температура, строение атмосферы

**В.А. Дроздин**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: dva@kscnet.ru*

### Введение

С физикой атмосферы автору приходилось общаться только как со средой, в которую выносятся продукты извержения вулканов, и в которой тепловизором измеряется излучение от поверхности земли, в том числе, при аэросъёмке. Строение атмосферы в виде нескольких сферических слоёв известно нам со школы, но на график температуры внимания обращается не часто. Интуиция подсказывает, что температура в атмосфере с высотой уменьшается, а воздух нагревается от поверхности земли. В справочной литературе можно найти график температуры (рис. 1 или подобный), в котором есть два максимума. Выше 600 км можно найти температуру 1600°C. Атмосферу Земли описывают как вложенные сферические слои: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, ионосфера и озоновый слой. На рис. 1 указываются высоты облаков и полярных сияний, авиатрасс, метеозондов, стратостатов, ракет, спутников, отражение звуковых и радиоволн.

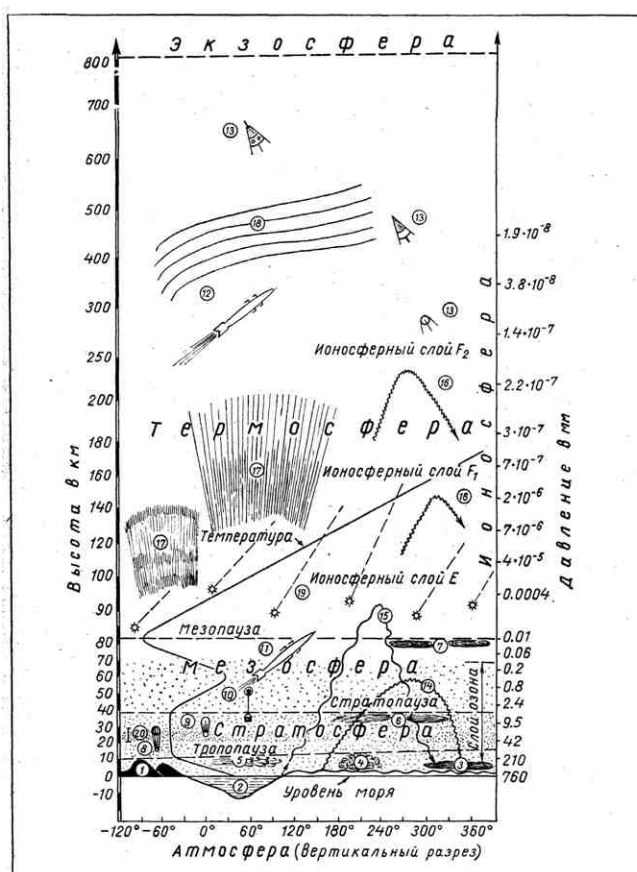


Рис. 1. Строение атмосферы:

- 1- наибольшая высота гор;
- 2- наибольшая глубина океана;
- 3- облака нижние; 4- облака конвекции;
- 5- облака перистые; 6- облака перламутровые; 7- облака серебристые;
- 8- стратостат Пикара; 9- стратостат «Осоавиахим»;
- 10- радиозонды; 11- метеорологические ракеты;
- 12- геофизические ракеты;
- 13- искусственные спутники Земли;
- 14- отражение звуковых волн;
- 15- отражение средних радиоволн;
- 16- отражение коротких радиоволн;
- 17- полярные сияния в нижней ионосфере;
- 18- полярные сияния в верхней ионосфере;
- 19- метеоры;
- 20- слой наибольшей концентрации озона.

Экстремумы графика температуры (тропопауза, мезопауза) позволяют говорить о наличии внутреннего источника тепла. Такие источники не учитываются в стационарном (среднем, равновесном) состоянии процессов атмосферы, обсуждается только «парниковый эффект». Об этой отмеченной особенности пойдёт речь в данном сообщении.

### Особенности температуры как параметра.

Температуру называют мерой нагретости. Например, в быту многим приходилось для купания ребёнка локтем определять как нагрета вода в ванне.

В технике говорят об измерении температуры, но это не точно: по сути полагают одинаковыми температуры градуированного датчика и измеряемой среды.

Температура – уникальный параметр, у него есть абсолютное нулевое значение (0 °K), а, например, давление не имеет нулевого значения и может изменяться от  $+\infty$  до  $-\infty$ .

Но температура это не только мера нагретости (непосредственно определяемая биорецепторами), но и мера обмена энергии, мера интенсивности потока тепла по градиенту температуры, мера энергии излучения по работе [4].

Понятие температура раскрывается через положения молекулярно-кинетической теории и через формулу Планка. Свою всемирно известную формулу Планк сотворил (1900 г.), когда захотел в лекции для студентов объединить имеющиеся экспериментальные закономерности в излучении: закон Кирхгофа (1875 г), формулу Стефана-Больцмана (1879, 1884 гг.), законы В. Вина (1893 г.). Интеграл формулы Планка содержит эти известные законы. Планк, по-видимому, развил статический подход Рэлея для формулы распределения вероятностей случайной величины, т.е. через нормальное непрерывное распределение Гаусса. Практически важно, что Планку удалось наглядно показать смысл температуры через электромагнитный спектр (показанный Ньютоном в опыте преломления света в стеклянной призме), интегрируя по длине волны  $\lambda$  интенсивность излучения АЧТ.

$$r_{\nu}^* = \frac{2\pi h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\{h\nu/kT\} - 1}$$

Важно, что Планком была показана неудовлетворительность расчётов температуры по молекулярно-кинетической теории при малых длинах волн  $\lambda$ .

### Измерение температуры в атмосфере

Измерение температуры в воздухе отличается от ее измерения в воде. В воздухе температуру измеряют стационарным термометром или пращевым, поскольку необходимо существенное время для установления теплового равновесия термометра с воздухом. В исследованиях атмосферы мы используем данные метеозондов [6].

Считается, что подъём шара медленен и поэтому температура не так далека от той высоты, на которой фиксируется. Данные регистрируются до высоты 30 км, где давление порядка  $10^2$  Па, соответствующий низкому или грубому вакууму. На стратостатах, на которых можно было изменять скорость подъёма, производились экспериментальные метрологические работы.

До больших высот (300-400 км,  $10^{-8}$  Па) измерительные аппараты доставляют на метеорологических ракетах и спускают на парашютах, а выше измеряют на спутниках. Измерительные аппараты описаны в работе [1], где температура не измеряется, а рассчитывается по молекулярно-кинетической теории, *как температура газа*. Измеряется давление, концентрации и состав молекул, атомов, ионов. В этой публикации в таблице для высот 225-500 км можно видеть значения температуры от 936 °K до 1953 °K. Но это не может быть температурой среды! Там же есть пример расчёта процесса теплообмена спутника из условия равенства потоков тепла изнутри и снаружи (внешние). К внешним потокам относится нагрев спутника Солнцем, когда он находится над освещенной стороной Земли, нагрев лучистой энергией от Земли и выделение тепла при движении спутника в верхних слоях атмосферы в результате

*соударения* молекул воздуха с его поверхностью (которая на высоте 300 км составляет менее 1% от внешних потоков). Очевидно, что температура оболочки спутника при таком условии будет равна температуре среды, т.е. порядка  $+3\text{ }^{\circ}\text{K}$ , так называемой в космосе реликтовой от солнца.

В описании строения атмосферы по работе [1] в тропосфере до 10 км температура падает, в стратосфере от 10 км до 30 км почти постоянна  $\sim 220\text{ }^{\circ}\text{K}$ , стратосферный максимум от 30 км до 50-60 км растёт до  $270\text{ }^{\circ}\text{K}$ , потом наблюдается минимум до  $200\text{ }^{\circ}\text{K}$ , выше 80 км расположена ионосфера, где температура начинает вновь расти. Длина свободного пробега, т. е. расстояние, проходимое нейтральной молекулой или атомом до момента столкновения с другими молекулами, на высотах порядка 300-500 км определяется десятками и сотнями километров. Экзосферой называют область верхней атмосферы, превышающей высоты 500-1000 км. Температура атмосферы на такой высоте не называется.

Замечу, что для активности вулканов важно выделение тропопаузы (около 10 км), где температура с тренда уменьшения меняется на увеличение (точнее вертикальный градиент температуры убывает до  $0,2/100\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$  или ниже).

Если бы в атмосфере были бы слои с большой температурой, то описывались бы в ДЗЗ (дистанционное зондирование Земли). Известно, что температура атмосферы меньше температуры поверхности Земли. На рис. 1 температуру для высот более 30 км следует обозначить отдельно, так как она не является мерой передачи энергии, или же называть иначе, например, *кинетическая* температура.

В атмосфере возможны слои с внутренним источником тепла из-за диссоциации – ассоциации молекул, атомов, ионов и из-за отражения волновых процессов, в том числе от следов прошлых атмосфер.

### **Энергия теплообмена**

Приведем иллюстрацию из работы [3] (рис. 2), показывающую потоки энергии в атмосфере Земли. Усреднённая солнечная энергия даёт  $341\text{ Вт}/\text{м}^2$ , температуру поверхности земли примем равной  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Автор работы [3] эрудирован, публикация краткая, ёмкая и содержит много полезных иллюстраций, не смотря на то, что имеет ошибку на рис. 2: потоков излучения атмосферы поглощённого  $356\text{ Вт}/\text{м}^2$  и обратного  $333\text{ Вт}/\text{м}^2$  практически нет, так как в среде атмосферы нет кинетической температуры. Также формально можно заметить, что поток излучения поверхности  $396\text{ Вт}/\text{м}^2$  больше основного, исходного потока  $341\text{ Вт}/\text{м}^2$ .

Тепловой поток из глубин Земли (региональный)  $40\text{-}60\text{ мВт}/\text{м}^2$  существенно меньше чем потоки в атмосфере и, соответственно, сезонные, суточные процессы обмена не важны в среднегодовой модели Земли.

Земля представляется дифференцированной на слои и дегазирующей. Механика дифференцирования слоев в Земле не известна. На рис. 2 видим поток испарения, равный  $80\text{ Вт}/\text{м}^2$  - это энергия, требуемая на испарение 1000-1100 мм осадков. В верхнем слое Земли (коре) и в тропосфере атмосферы происходит процесс, называемый круговорот воды. Круговорот воды можно показать как механизм обмана силы тяжести на границе земля-атмосфера. Так вода, существенно более тяжелая, чем воздух, из глубины Земли поднимается на километры и падает дождём. Этот круговорот мешает оценить интенсивность процесса дегазации Земли. Этот процесс можно было бы оценить, измеряя тепловой поток из недр Земли [5].

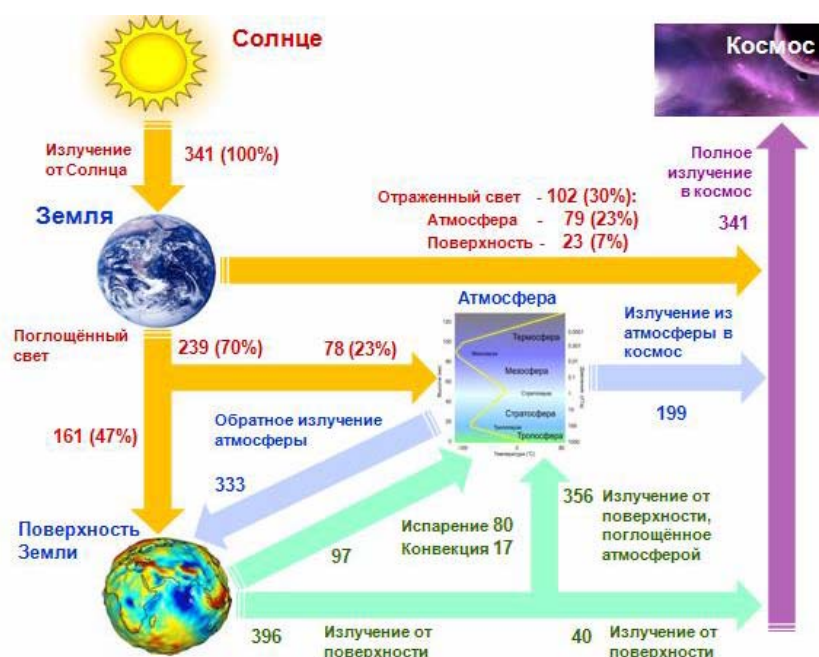


Рис. 2. Глобальный радиационный баланс системы «атмосфера – поверхность»

Сравним поток тепла в образце породы, имеющем теплопроводность, совмещённый с течением жидкости (газа). В уравнении теплового потока

$$q = \lambda \frac{\partial T}{\partial x} + mcT,$$

где  $x$  – глубина; постоянные:  $m$  – массовый расход,  $\lambda$  – теплопроводность,  $c$  – теплоёмкость. Интегрируя слагаемое правой части уравнения, получим линейную зависимость температуры от глубины. Градиент температуры, очевидно, не зависит от глубины. Интегрируя оба слагаемые, получим экспоненциальную зависимость температуры. Наверху градиент температуры максимальный, только по нему (без второго слагаемого) можно измерить величину теплового потока. С глубиной градиент температуры уменьшается. Средний градиент на глубине меньше, чем наверху. По измерению одного только градиента температуры наверху нельзя сказать при каком варианте происходит вынос тепла, даже при равном градиенте. Для практики такое рассмотрение можно произвести, учитывая зависимости физических свойств от давления и температуры. В атмосфере, кроме градиента температуры  $6,5^\circ\text{C}/\text{км}$  используется адиабатический градиент  $9^\circ\text{C}/\text{км}$ . В недрах Земли средний градиент температуры  $30^\circ\text{C}/\text{км}$ . Автор [2] рассчитал адиабатический градиент для многих пород, заметив, что при измерении теплового потока не измеряют свойства породы, необходимые для расчёта адиабатического градиента. Очевидно, что сравнение градиента температуры с адиабатическим повысит информативность расчёта.

### Список литературы

1. Александров С. Г., Федоров Р. Е. Советские спутники и космические корабли М. Изд-во АН СССР, 1961, 440 с. // <http://12apr.su/books/item/f00/s00/z0000043/st000.shtml>
2. Гришаев А.А. О так называемых тепловых потоках из недр земли. [newfiz.info>e-heat1.htm](http://newfiz.info/e-heat1.htm)
3. Пудовкин О.Л. Основы атмосферной оптики. М. 2015. 78 с.
4. Сутырина Е. Н. Дистанционное зондирование земли. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2013. 165 с.
5. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника, 2014. № 1. С. 77–96
6. NOAA/ESRL Radiosonde Database <https://www.esrl.noaa.gov/raobs/Welcome.cgi>.

**Минеральное разнообразие солей термальных полей Южной Камчатки****Е.С.Житова<sup>1,2</sup>, А.А.Нуждаев<sup>1</sup>**<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: zhitova\_es@mail.ru*<sup>2</sup>*Санкт-Петербургский государственный Университет, Санкт-Петербург*

В работе проведена идентификация минералов, образующихся на поверхности Северо-Камбального и Восточно-Паужетского термальных полей путем кристаллизации при температуре порядка 50-100 °С из поровых гидротермальных растворов в некоторых случаях с участием ионов парогазовых струй. Среди них обнаружены как широко распространённые минералы, так и те, которые для объектов Камчатки ранее экспериментально не определялись, включая новую природную фазу из группы вольтаита.

Минералы, покрывающие поверхность Северо-Камбального и Восточно-Паужетского термальных полей (Южная Камчатка, Россия), отобранные в ходе полевых исследований, были изучены с помощью комплекса кристаллохимических методов, что позволило установить их минералогическую принадлежность. Изученные в работе минералы покрывают прогретую поверхность термального поля (температура порядка 50-100 °С), их образование интенсивно происходит в сухую погоду, а наибольшее содержание обнаружено вокруг парогазовых струй (т.е. в сильно прогретых местах, ассоциирующихся с выходом газа). Формирование солей происходит в зоне действия кислых растворов. Визуально они, как правило, представляют собой тонкодисперсный материал или корки белого, бело-жёлтого цвета (рис. 1).

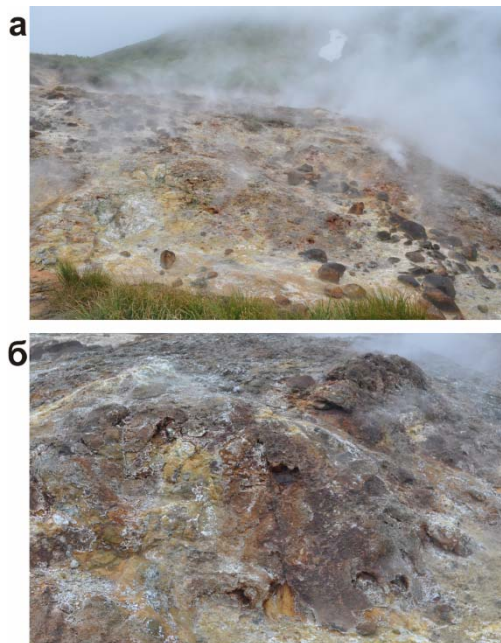


Рис. 1. Северо-Камбальное термальное поле: а) общий вид, б) остатки лавового потока, покрытые солями.

В ходе исследования были установлены следующие минералы: алуноген, самородная сера, чермигит, гипс, минерал группы галотрихита (предварительно определен как билинит) и новая природная фаза, относящаяся к группе вольтаита, о которой подробно написано далее.

Среди указанных минералов наиболее распространённым является алуноген  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{H}_2\text{O})_{17}$ . Предположительно, он представляет первую по времени формирования фазу среди изученных минералов, поскольку зафиксирован (1) на порошковых рентгенограммах свежесформированных образцов, где присутствуют только рефлексы алуногена, причем по характеру рефлексов он является низкокristаллическим. Визуально он представляет собой белую тонкодисперсную массу (2), время образования и отбора образцов которых разделено несколькими днями сухой погоды (до недели), обнаруженную в местах выхода парогазовых струй с температурой около 100 °С, в данном случае, алуноген встречен в ассоциации с другими сульфатными минералами и представлен прозрачными бесцветными пластинками (рис. 2). Помимо находок на

Северо-Камбальном и Восточно-Паужетском термальных полях, в пределах Камчатки алуноген был описан, например, на вулканах Авачинский [6] и Мутновский [4], а также в кальдере Узон [2].

Гипс  $\text{CaSO}_4(\text{H}_2\text{O})_2$  был встречен в виде белого мелкокристаллического материала, проявления самородной серы S (ромбическая) обнаружены в непосредственной близости



от парогазовых струй; находка гипса и самородной серы на термальном поле не представляется неожиданной, ввиду того, что гипс является самым распространённым природным сульфатом, а самородная сера часто проявлена на активных термальных полях.

Среди установленных фаз, наибольший интерес представляют *минералы группы галотрихита* (поскольку идентификация минерала не завершена, то далее дается общая формула группы близких минералов)  $M^{2+}M^{3+}_2(SO_4)_4(H_2O)_{22}$ , где  $M^{2+} = Fe^{2+}$ , Mg, Mn, Zn, Co,  $M^{3+} = Al$ ,  $Fe^{3+}$ ; *чермигит*  $NH_4Al(SO_4)_2(H_2O)_{12}$  и *новая природная фаза группы вольтаита*  $(NH_4)_2Fe^{2+}_5Fe^{3+}_3(SO_4)_{12}(H_2O)_{18}$ . В ходе изучения химического состава и кристаллической структуры новой природной фазы группы вольтаита были задействованы следующие методы: монокристаллическая и порошковая рентгеновская дифракция, инфракрасная и Мессбауэровская спектроскопия, электронно-зондовый микроанализ, изучение оптических свойств, которые позволили провести ее детальную характеристику. По этому материалу подана заявка в Комиссию по Новым Минералам, Номенклатуре и Классификации (CNMNC). Находки минералов группы галотрихита представляют интерес, поскольку повсеместно на Камчатке и Курильских о-вах в условиях, связанных с активным вулканическим процессом мало описаны, за исключением апджонита  $MnAl_2(SO_4)_2(H_2O)_{22}$  на вулкане Мутновский [5]; галотрихита  $FeAl_2(SO_4)_2(H_2O)_{22}$  в кальдере Узон [2] и термальных источниках вулкана Эбеко [3], также нужно отметить, что детально кристаллохимическое изучение указанных находок, как правило, не проводилось. Чермигит и новая природная фаза из группы вольтаита являются представителями аммониевой минерализации. На данный момент известно всего 67 аммониевых минералов при общем количестве минеральных видов порядка 5200. Большая часть из них образуется в качестве возгонов фумарол или горячих источников, также значительное количество аммониевых минералов образуется при контакте с органическим веществом, в качестве которого служат гуано или уголь, во втором случае минералообразование происходит при горении. В нашей стране активное образование аммониевых фаз хорошо известно в Челябинском угольном бассейне, где они формируются в результате антропогенного пожара, т.е. имеют не природный генезис, а связаны с деятельностью человека, и не могут называться минералами. В то время как на Северо-Камбальном и Восточно-Паужетском термальных полях, где концентрация  $(NH_4)^+$  в гидротермальном растворе составляет 10-750 мг/л [1], происходит уникальное природное образование аммониевых фаз, отражающих специфику минералообразования в условиях геотермального процесса.

Все идентифицированные в ходе исследования минералы являются гидратированными сульфатами, которые по всей видимости, образуются при конденсации парогазовой фазы гидротермального раствора, предполагающей реакцию сульфатного

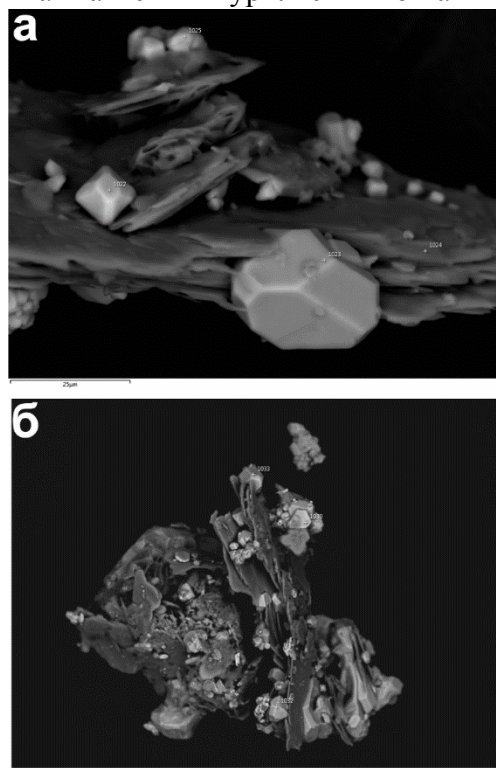


Рис. 2. Изображения, полученные на электронном микроскопе в обратно-рассеянных электронах: (а) кристаллы новой природной фазы из группы вольтаита на подложке алуногена; (б) новая фаза группы вольтаита в ассоциации с чермигитом и алуногеном.



аниона с металлами, а в случае чермигита и новой природной фазы группы вольтаита, также с ионами  $(\text{NH}_4)^+$ .

Отбор материала проведен в ходе Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН. Экспериментальные исследования выполнены с использованием приборов Ресурсных Центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

#### Список литературы

1. Огородова А.С., Набоко С.И., Федотов С.А. и др. Рассеянные элементы в современных гидротермально-изменённых породах и минералах на примере термального поля группы Южно-Камбальных паровых струй и Паужетских гидротерм // Отчет отдела постмагматических процессов Института вулканологии Академии Наук СССР. 1971.
2. Федотов С.А., Масуренков Ю.П. Действующие вулканы Камчатки. М: Наука, 1991. 302 с.
3. Bortnikova S. B., Bessonova E. P., Zelenskii M. E. Hydrogeochemistry of thermal springs at Ebeko volcano (Kuril Islands) // Тез. Доклада (Материалы). World Geothermal Congress. Antalia. 2005. P. 1-5.
4. Bortnikova S. B., Bessonova E. P., Gavrilenko G. M., Vernikovskaya I. V., Bortnikova S. P., Palchik N. A. Hydrogeochemistry of thermal sources, Mutnovsky volcano, south Kamchatka (Russia). // Тез. Доклада (Материалы). The 33rd workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford: Stanford University, 2008.
5. Bortnikova S. B., Bortnikova S. P., Manstein Yu. A., Kiryuhin A. V., Vernikovskaya I. V., Palchik N. A. Thermal springs hydrogeochemistry and structure at North-Mutnovskoe fumarole field (South Kamchatka, Russia). // Тез. Доклада (Материалы). The 34th workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford: Stanford University, 2009.
6. Palache C., Berman H., Frondel C. The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana. Yale University, 1951. 1124 p.

**Роль гидротермальных систем Курильской островной дуги в выносе магматических компонентов.****Е.Г. Калачева<sup>1</sup>, Ю.А. Таран<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН**683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9, e-mail: keg@kscnet.ru*<sup>2</sup>*Институт Геофизики Национального университета Мексики, г. Мехико*

Используя гидрометрические данные основных водотоков, дренирующих термальные поля, и их химический состав, оценена общая гидротермальная разгрузка магматических Cl и S шести гидротермальных систем Курильских остров, включая системы вулканов Эбеко (о. Парамушир), Кунтоминтар и Синарка (о. Шиашкотан), Кетой (о. Кетой), Менделеева и Головнина (о. Кунашир).

**Введение**

Одной из актуальных проблем геохимической геодинамики в рамках современного понимания строения и динамики мантии, формирования коры, эволюции гидросферы и атмосферы является проблема круговорота элементов. Магматические и вулканические процессы являются при этом одним из ключевых факторов быстрого (в геологическом масштабе времени) перераспределения элементов между мантией и внешними оболочками Земли. Общий поток летучих компонентов, поступающих из магмы сквозь постоянно дегазирующие вулканы, включает в себя: вынос их с вулканическими парами в атмосферу во время извержений; дегазация посредством фумарольной деятельности; гидротермальный поток через локальную гидрологическую сеть. Многочисленными исследованиями, основанными на геохимических и изотопных данных, показано, что магматический флюид смешивается с глубоко циркулирующими водами метеорного происхождения во время нагревания их возле остывающих интрузивных комплексов магматических пород. Конвектирующий раствор образует гидротермальную систему, которая выносит на поверхность Земли вещество вмещающих пород и вещество питающих вулканов магм. Большинство таких систем приурочено к активным вулканам, характеризующимся фреато-магматической или фреатической деятельностью и постоянной пассивной дегазацией в межэруптивные периоды. Анионная составляющая гидротермальных растворов (хлорид, сульфат, фторид, бикарбонат) в гидротермальных системах в большей степени формируется в результате конденсации вулканических паров в подземных водах и может учитываться для количественной оценки выноса магматических летучих.

Курильская островная дуга является идеальным объектом-полигоном для количественных оценок регионального расхода магматических летучих и породообразующих элементов. Ее длина составляет около 2% от глобальной длины зон субдукции. Здесь более 40 действующих вулканов, многие из которых, кроме фумарольных полей, имеют мощные вулкано-гидротермальные системы, обладающие высоким расходом кислых и ультракислых Cl-SO<sub>4</sub> и SO<sub>4</sub>-Cl вод. Первые попытки рассмотрения потока летучих Курильской дуги, с учетом гидротермального выноса Cl и S были сделаны в работе [Taran, 2009]. Расчеты в этой работе были сделаны, используя не измеренные расходы дренирующих водотоков, а немногочисленные разрозненные опубликованные данные по расходам кислых термальных ручьев. Количественные оценки для отдельных систем, основанные на собственных гидрологических и геохимических исследования представлены нами в работах [Калачева, Котенко, 2014; Kalacheva et al., 2015; Kalacheva et al., 2016].

В докладе мы представляем обобщающие данные по выносу магматических компонентов наиболее крупных из исследованных нами в 2014-2016 гг. гидротермальных систем Курильских островов, связанных с активными вулканами Эбеко (о. Парамушир), Синарка и Кунтоминтар (о. Шиадокотан), Кетой (о. Кетой), Менделеева и Головнаина (о. Кунашир). Все вулканы, с деятельностью которых связаны гидротермальные системы, имеют сходные сложные постройки, похожий состав пород от базальтов до двупироксеновых андезитов, характеризуются активной сольфатарной деятельностью в привершинной части постройки, а на их склонах разгружаются различные типы (от ультракислых хлоридно-сульфатных с пестрым катионным составом до близнейтральных хлоридных натриевых) термальных вод, с минерализацией до 10 г/л и температурой до 98°-100°С

### Результаты исследований

На рисунке показано расположение вулканов и связанных с ними гидротермальных систем, рассматриваемых в докладе.

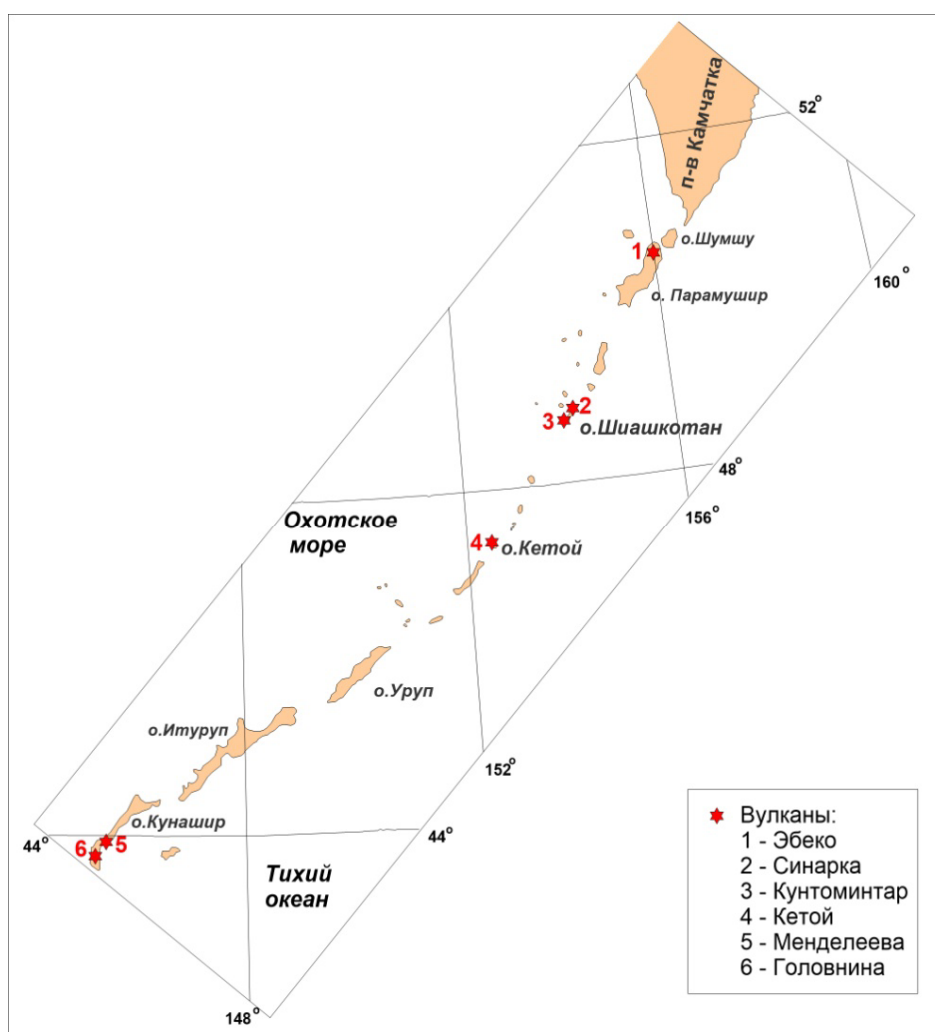


Рисунок. Карта-схема расположение островов Курильской островной дуги.

*Остров Парамушир.* Вулкан Эбеко (рисунок), расположенный в северной части о. Парамушир, характеризуется частыми фреатическими извержениями, сильной фумарольной активностью в кратерах и на их внешних склонах. В его постройке сформирована локальная гидротермальная система. Основными водовмещающими породами является комплекс четвертичных вулканогенов. Источником теплового

питания, как и для других систем служит остывающая магма или комплекс интрузий неглубокого залегания. Растворение части магматических газов (в основном  $\text{HCl}$  и  $\text{SO}_2$ ) в зоне аэрации в грунтовых водах приводит к формированию резервуара ультракислых хлоридно-сульфатных рассолов непосредственно под кратерной частью постройки вулкана. Существование подобного подземного «озера» подтверждается геохимическими данными [Kalacheva et al., 2016]. Специфические климатические условия обеспечивают постоянное пополнение резервуара за счет обильных атмосферных осадков, а структурные, стратиграфические и топографические особенности вулкана Эбеко определяют ограниченный сток из «озера» в северо-западной части вулкана. Серия проницаемых крупнообломочных переслаивающихся лав, которые обнажаются в бассейне р.Юрьева формируют гидравлический канал между подземным «озером» и Верхне-Юрьевскими источниками, представляющие собой высокотемпературные ( $42\text{--}85.5^\circ\text{C}$ ), высокоминерализованные (до 14 г/л), ультракислые ( $\text{pH}<2$ ) воды хлоридно-сульфатного состава. Единственным дренирующим водотоком является р. Юрьева. Ежедневно рекой выносится в Охотское море около 80 тонн  $\text{Cl}$  и 200 тонн  $\text{SO}_4$ .

*Остров Шиашкотан* (рисунок), один из северных островов Курильской дуги, состоит из двух четвертичных вулкана Синарка и Кунтоминтар, характеризующимися современной фумарольной и гидротермальной активностью. Дегазация вулкана Синарка осуществляется через экструзивный купол, на склонах и вершине которого разгружаются фумаролы с температурами более  $400^\circ\text{C}$ . Обширное термальное поле вулкана Кунтоминтар, с большим количеством фумарол и кислых термальных источников, расположено в сильно эродированном чашеобразном кратере, открытом на запад. Максимальная измеренная температура парогазовых выходов составила  $480^\circ\text{C}$  в 2011 г. Оба вулкана характеризуются интенсивной гидротермальной активностью с разгрузкой кислых и ультракислых  $\text{SO}_4\text{--Cl}$  вод, стекающих с дренирующими поверхностными водотоками в Охотское море. Общий измеренный вулканогидротермальный вынос магматических  $\text{Cl}$  и  $\text{S}$  (как  $\text{SO}_4$ ) кислыми термальными водами с вулканов Синарка и Кунтоминтар составляет 20 т/день и 102 т/день, соответственно.

*Остров Кетой* (рисунок) - один из центральных островов Курильской дуги, состоящий из нескольких вулканических построек от верхнего плейстоцен до современного возраста, разрушенные крупными обвалами. Наивысшей точкой острова (1172 м) является вершина вулкана Кетой в северо-западной части острова, характеризующегося сольфатарной деятельностью. Действующим является статовулкан Пик Палласа. Последнее зафиксированное извержение произошло в 1924 г. [Горшков, 1967]. В настоящее время характеризуется мощной фумарольной деятельностью, сосредоточенной на восточном внешнем склоне вулкана. Максимально измеренные температуры фумарол превышают  $700^\circ\text{C}$  (июль 2016 г). Кратер вулкана заполнен оз. Глазок, диаметром около 300 м. Вода в озере бирюзового цвета, очень кислая ( $\text{pH}=2.4$ ), минерализованная, сульфатная, с температурой  $14\text{--}15^\circ\text{C}$ . Дренирует фумарольной поле вулкана руч. Водопадный, с водами которого ежедневно в Охотское море поступает почти 10 тонн  $\text{Cl}$  и 22.3 тонны  $\text{SO}_4$ .

На обширном сольфатарном поле вулкана Кетой (верховье руч. Горчиный) расположены паро-газовые выходы и термальные источники  $\text{SO}_4$  типа в широком диапазоне температуры и  $\text{pH}$  (от 2 до 7.5) и минерализацией до 2-3 г/л. Дренирующим является руч. Горчиный. Оцененное количество  $\text{SO}_4$ , выносимое в Охотское море составляет 7.7 т/сут.

*Остров Кунашир* (рисунок) - самый южный из Курильских островов. Два вулкана, расположенные в южной его части вулкан Менделеева (888 м) и вулкан Головин (543 м) характеризуются современной гидротермальной активностью.

Вулкан Менделеева - стратовулкан с экструзивным куполом и четырьмя термальными полями, расположенных на его склонах. Кроме того несколько групп термальных источников расположены у его подножия. Большую часть кальдеры вулкана Головнина занимают два кислых озера, на берегах и в акватории которых расположены термальные поля. Три группы термальных источников находятся на внешней стороне кальдеры на Охотоморском побережье. На термальных полях обоих вулканов разгружаются сольфатары с температурой близкой к температуре кипения и термальные источники  $\text{SO}_4\text{-Cl}(\text{SO}_4)$  типа с температурой до 95-97°C и pH от 1.5 до 3. Для источников береговой зоны также характерны высокие температуры, но Cl-Насостав и близонейтральный pH. Два основных термальных поля и кислые термальные источники вулкана Менделеева дренирует р. Лесная, впадающая в Тихий океан. Река Озерная, дренирующая кальдеру вулкана Головнина несет свои воды в Охотское море. Измеренный гидротермальный вынос хлора и сульфата вулкана Менделеева оценен в 7.8 т/д и 11.6 т/день, соответственно, а вулкана Головнина - 5.7 т/день и 7.3 т/д.

### Заклучение

Сравнительный анализ проведенных исследований показал, что максимально измеренный вынос глубинно Cl и  $\text{SO}_4$  характерен для гидротермальной системы вулкана Эбеко, самой северной из гидротермальной системы Курильских островов. Ежесуточный общий гидротермальный вынос для исследуемых объектов составляет 122 тонны Cl и 124 тонны S, то есть отношение Cl/S ~ 1. В целом, для высокотемпературных фумарол Курильских островов характерно весовое отношение Cl/S ~ 0.4. Возможно это связано с тем, что не все количество серы, выносятся с термальными водами. Часть ее теряется при осаждении сульфатных минералов (ангидрит, алунит). Данная проблема требует дальнейшего исследования.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №15-17-20011.

### Список литературы

1. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
2. Калачева Е.Г., Котенко Т.А. Гидрохимия западного склона вулкана Кунтоминтар (о. Шиашкотан, Курилы) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2014. № 2 (24). С. 12-26
3. Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. Geochemistry and solute fluxes of volcano-hydrothermal systems of Shiashkotan, Kuril Islands // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 296. P. 40-54.
4. Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T., et al. Volcano-hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 310. P. 118-131.
5. Taran Y.A. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka-Kuril subduction zone // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. P. 1067-1094.

**Кальдерообразующие извержения основного и среднего составов:  
геодинамические обстановки и условия формирования**

***Е.С. Кляпицкий<sup>1</sup>, О.В. Бергаль-Кувикас<sup>1</sup>, А.Н. Rogozin<sup>1</sup>***

*<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: kliapich@gmail.com*

На основе статистической обработки базы данных GlobalVolcanismProgram (GVP) и опубликованных материалов представлен сравнительный анализ кальдерообразующих извержений мира. Показаны геодинамические позиции и условия формирования кальдерообразующих извержений основных и средних составов.

**Введение**

Извержения супервулканов по разрушительной силе сопоставимы со столкновением с Землей небольшого астероида, а выбросы раскаленной лавы, газов и пепла приводят к изменению климата [1]. Хорошо известны последствия катастрофического извержения вулкана Тамбора (Индонезия) в 1815 г. (VolcanicExplosivityIndex (VEI) 7). 1816 год стал известен как «год без лета» из-за небывало низких температур, которые установились в Европе и Северной Америке. Необычайный холод привёл к катастрофическому неурожаю. Весной 1817 цены на зерно выросли в десять раз, а среди населения разразился голод [15, 18]. В результате извержения Кракатау (Индонезия) в 1883 г. (VEI 6) сформировалось цунами, которое уничтожило более 120000 человек. Годом позже после извержения, в 1884 г., было зафиксировано снижение глобальной температуры на 1.2<sup>0</sup>C [18].

**Проблема исследования**

На Камчатке известны крупные поля игнимбритовплиоцен-четвертичного возраста [6, 7]. В последние 10 лет в Институте Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН под руководством к.г.-м.н. В.Л. Леонова ведутся работы по обнаружению древних кальдерных комплексов Камчатки, источников игнимбритовых покровов. Так, благодаря детальному геологическому картированию на Южной Камчатке, удалось обнаружить кальдеру супервулкана Карымшина (VEI 8) [3] и реконструировать гигантский пирокластический поток, связанный с этой кальдерой [5]. С 2009 г. ведутся работы по изучению обнаруженной Верхнеавачинской кальдеры, расположенной в верховье рек ЛеваяАвача и Кавыча [4]. Сравнение химических составов Верхнеавачинской кальдеры с составами других кальдерных комплексов Камчатки показало, что изучаемые игнимбриты относятся к наиболее мафичным и основным сериям [8]. Если для кислых, кальдерообразующих извержений на примере многих вулканов мира изучены процессы, формирующие игнимбритовые толщи [14, 13, 9], то вопрос образования кальдер основного состава остается до сих пор дискуссионным.

**Данные и обработка материала**

В основе работы лежит статистический анализ базы данных GVP[12]. Это современный архив Смитсоновского института (г. Вашингтон, США), включающий в себя информацию о всех известных вулканах мира. С помощью фильтра “Caldera”, было отобрано 472 объекта для исследования. Большая часть изучаемых вулканов представляет собой сложные структурные комплексы, включающие в себя кальдеры, экстративные купола и стратовулканы посткальдерной стадии.

### Результаты исследования

По химическому критерию все выбранные объекты классифицировались по содержанию кремнекислоты (рис. 1). У большинства кальдер состав варьирует от андезитов до риолитов. Только для 32 из 472 изучаемых вулканов типично доминирование основных магм. Еще у 38 вулканов были выявлены вариации составов от базальтов до андезитов (рис. 1).

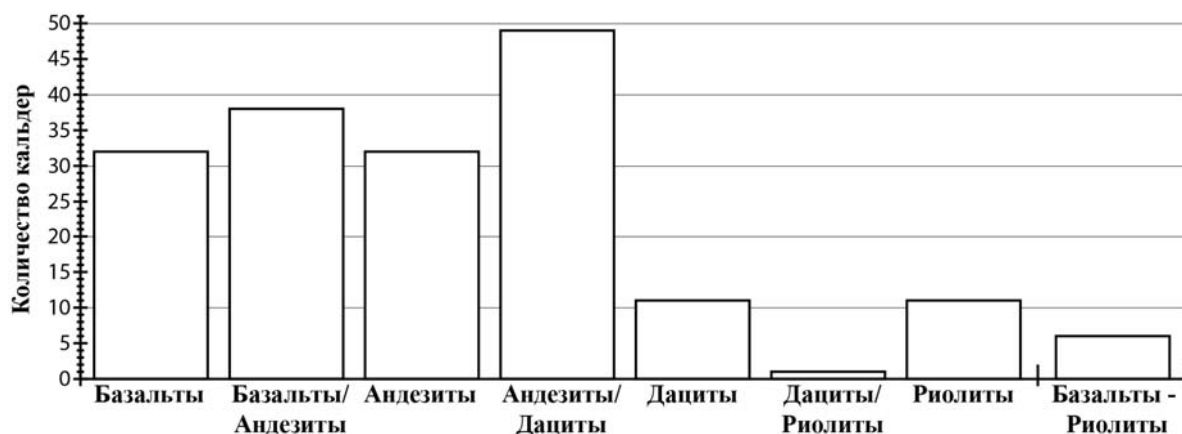


Рис. 1. Классификация кальдер по содержанию кремнекислоты по данным GVP.

Примечание: «/» – обозначение диапазона, «-» – обозначение вариации изменений.

В общей сложности, по данным GVP, 70 кальдерных комплексов имеют основной состав. Из них 44 кальдеры (62 %) приурочены к зоне субдукции, 20 кальдер (29 %) сформировались в рифтовых обстановках и 6 кальдер (9 %) находятся на Гавайских и Южных Сандвичевых островах, а также в Антарктике и Африке, в обстановке внутриплитного магматизма (рис. 2).

В 24 случаях субдукционные основные кальдеры расположены на мощной континентальной коре (мощность коры > 25 км). 10 кальдер находятся на континентальной коре мощностью < 15 км, под 5 вулканами мощность варьирует от 15 до 25 км и еще для 5 кальдер информация о мощности коры отсутствует.

Происхождение кальдерообразующих извержений, как правило, связывают с длительным процессом фракционной кристаллизации в промежуточных магматических очагах. Принято считать, что внедрение мафичной, основной магмы в кислый магматический очаг может служить спусковым механизмом для начала катастрофического извержения [17]. Так например, во время извержения вулкана Ринджани (Индонезия) в 1257 г. породы менялись от кислых до более основных магм [16]. На Камчатке во время формирования кальдеры вулкана Пра-Карымский (7800 л.н.) наблюдались полосчатые пемзы, сформированные при смешении разных типов магматических расплавов [2].

Длительные процессы аккумуляции и дегазации магмы, происходящие порядка 4-5 тысяч лет в коровых магматических очагах вулкана Тамбора, по мнению Р. Гердисир [11] были причиной катастрофического, кальдерообразующего извержения в 1815 г.

Другим возможным механизмом формирования кальдерообразующих извержений основного состава является обогащение летучими компонентами. Мощные толщи игнимбритов базальтов и андезитов с вулкана Танна (архипелаг Новые Гибриды), по мнению Р. Клауди были образованы при возможном соприкосновении воды и магматического расплава, в результате какого-либо сейсмического события [10].





Рис. 2. Геодинамическая классификация кальдер по данным GVP.

### Выводы

В результате проведенных работ было показано, что большая часть игнимбитовых извержений основного и среднего составов приурочены к субдукционным обстановкам с мощностью коры  $> 25$  км. Возможными механизмами формирования кальдерообразующих извержений являются: (1) обогащение основных магм летучими компонентами; (2) особенности эволюции магм в коре (в том числе - длительное фракционирование, ассимиляция магмы и накопление летучих в верхних частях магматических камер); (3) соприкосновение магм с водой в результате сейсмических событий.

Авторы благодарны наставнику и идейному вдохновителю изучения кальдерных комплексов Камчатки к.г.-м.н. В.Л. Леонову.

Работа выполнена в рамках проекта ДВО РАН № 15-I-2-031 «Катастрофические кальдерообразующие извержения Камчатки: возраст, повторяемость, условия локализации».

### Список литературы

1. Биндеман И. Н. Тайная жизнь супервулканов //Химия и химики. В мире науки. 2006. № 10. С. 66–86.
2. Кувикас О.В. Реконструкция динамики кальдерообразующего извержения вулкана пра-карымский (7800<sup>14</sup>С ЛЕТ НАЗАД) // Материалы XXIII Всероссийской молодёжной конференции.г. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2008. С. 168–170.
3. Леонов В.Л., Rogozin A.H.Карымшина - гигантская кальдера-супервулкан на камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14–28
4. Леонов В.Л., Rogozin A.H., Биндеман И.Н. и др. Выделение новой кальдеры на Камчатке: границы, возраст, комплекс внутрикальдерных отложений, нерешенные вопросы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 53–56.
5. Леонов В.Л., Rogozin A.H., Кляпицкий Е.С. и др. Реконструкция гигантского пирокластического потока, связанного с кальдерой Карымшина, Южная Камчатка // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 75–83.
6. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
7. Мелекесцев И. В. Основные этапы формирования современного рельефа Курило-Камчатской области // Камчатка, Курильские и Командорские острова. Москва: Наука. 1974. С. 337–345.

8. *Рогозин А.Н., Леонов В.Л., Кувикас О.В.* Необычные игнимбритыВерхнеавачинской кальдеры (Камчатка): строение разрезов и петрохимические особенности // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГиГУрО РАН. 2011. С. 234–237.
9. *Cashman K. V., Giordano G.* Calderas and magma reservoirs // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2014. Vol. № 288. P. 28–45
10. *Claude R., Eissen J. P., Monzier M.* Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc // *Bulletin of Volcanology*. 1994. Vol. № 56 Is. 1. P. 10–22.
11. *Gerdisser R., Self S., Thomas L.E. et al.* Processes and timescales of magma genesis and differentiation leading to the great Tambora eruption in 1815 // *Journal of Petrology*. 2012. Vol. № 53 Is. 2. P. 271–297.
12. *Global Volcanism Program* // Database of Smithsonian Institution. Washington. 2017. [http://volcano.si.edu/reports\\_weekly.cfm](http://volcano.si.edu/reports_weekly.cfm) (дата обращения 02.02.2017).
13. *Hughes G.R., Mahood G. A.* Tectonic control on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs // *Geology*. 2008. Vol. № 36. P. 627–630.
14. *Miller G., Miller D. A.* WarkSupervolcanoes and their explosive supereruptions // *Elements*. 2008. Vol. № 4. P. 11–16
15. *Oppenheimer C.* Climatic, Environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815 // *Progress in physical geography*. 2003. Vol. № 27 Is. 2. P. 230–259.
16. *Rachmat H., Rosana M.F., Wirakusumah A.D. et al.* Petrogenesis of Rinjani Post-1257-Caldera-Forming-Eruption Lava Flows // *Indonesian Journal on Geoscience*. 2016. Vol. № 3 Is. 2. P. 107–126.
17. *Sparks R. S. J., Sigurdsson H., Wilson L.* Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions // *Nature*. 1977. Vol. № 267. P. 315–318.
18. *Wikipedia* // Wikimedia foundation. 2017. <https://ru.wikipedia.org> (дата обращения 03.02.2017).

## **Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: история и результаты**

**Г.Н. Копылова**

*Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский, gala@emsd.ru*

С 1997 г. на Камчатке проводятся специализированные наблюдения на скважинах и источниках с целью поиска гидрогеологических предвестников землетрясений. В докладе представлена история проведения работ и основные результаты 40-летних гидрогеосейсмологических исследований.

**Введение.** Гидрогеосейсмология – новое научное направление, развивающееся на стыке гидрогеологии и сейсмологии со второй половины XX в. Содержание гидрогеосейсмологии составляет изучение влияния сильных землетрясений на подземные воды, включая вопросы сейсмического прогнозирования. Научными основами гидрогеосейсмологии являются теоретические представления о процессах подготовки землетрясений, сопровождающиеся изменениями напряженно-деформированного состояния флюидонасыщенной геологической среды, и о чувствительности подземной гидросферы к таким процессам. Изменения параметров подземных вод при подготовке и реализации землетрясений или гидрогеосейсмические вариации – основные объекты научного интереса в гидрогеосейсмологии. Среди них выделяются гидрогеологические предвестники перед землетрясениями, ко- и постсейсмические эффекты в момент и после землетрясений.

В 1966 г. произошло разрушительное Ташкентское землетрясение, перед которым были обнаружены аномальные изменения химического состава подземных вод и газов в самоизливающихся скважинах. Такие эффекты были названы гидрогеохимическими предвестниками. Ретроспективный анализ данных уровнемерных наблюдений в пьезометрических скважинах перед разрушительным Ашхабадским землетрясением 1948 г. показал наличие аномальных изменений уровня воды, названных гидрогеодинамическими предвестниками. Эти и другие данные показывали, что подготовка землетрясений может отражаться в изменениях различных параметров подземных вод. Предполагалось, что совокупность таких эффектов, названных гидрогеологическими предвестниками, может использоваться при прогнозировании сильных землетрясений, в первую очередь, для оценки времени их возникновения [1].

Зарождение и развитие гидрогеосейсмологии тесно связано с принятием и реализацией национальных программ по прогнозу землетрясений в ведущих странах мира, в т.ч. в бывшем СССР. В такие программы традиционно включались наблюдения за различными параметрами подземных вод и газов.

Методическое обеспечение гидрогеосейсмологических исследований включает решение комплекса научно-технических задач, в т.ч. организацию и проведение долговременных наблюдений за физико-химическими параметрами подземных вод, выделение, описание и систематизацию эффектов сейсмичности в изменениях параметров подземных вод; разработку методов прогнозирования землетрясений с использованием гидрогеологических предвестников. В 70-х гг. XX в. в сейсмоактивных районах бывшего СССР были организованы специализированные наблюдения на скважинах и источниках с целью поиска гидрогеологических предвестников. На Камчатке такие работы проводятся с 1977 г.

**История гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке.** В изучении влияния сейсмичности на подземные воды Камчатки можно выделить три этапа.

*Ранний этап* (до 1977 г.) характеризовался случайными наблюдениями эффектов сильных землетрясений в изменениях режима термальных скважин, источников, гейзеров. В работе [5] приводится описание изменений дебитов и температуры воды источников и самоизливающейся скважины ГК-1 на Пиначевской площади в результате 7-балльного Петропавловского землетрясения 24 ноября 1971 г.,  $M=7,1$ . В середине 70-х гг. XX в., когда в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР планировалась организация специализированных наблюдений за режимом подземных вод, источники и скважина на Пиначевской площади рассматривались как наиболее перспективные объекты (устное сообщение В.М. Сугрובה).

*Этап организации специализированных наблюдений* на скважинах и источниках начался в декабре 1976 г. Инициатором и руководителем работ был заведующий лабораторией гидрогеологии и геотермии Института вулканологии В.М. Сугробов. Наблюдения на трех Пиначевских источниках и на скв. ГК-1 были начаты 19 декабря 1976 г. Проводились они один раз в три дня, измерялись дебиты, температура воды, отбирались пробы воды и свободного газа. В пробах определялся широкий набор компонентов состава воды и газа. В 1979 г. в связи с организацией Камчатской опытно-методической сейсмологической партии (в настоящее время Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая Геофизическая служба РАН» - КФ ФИЦ ЕГС РАН), сотрудники, которые занимались производством наблюдений, были переведены в ее состав. Руководителями группы (лаборатории) гидросейсмологии были Ю.М. Хаткевич (1979-2008 гг.), Г.В. Рябинин (2008-2016 гг.), А.В. Наумов, В.А. Полетаев (настоящее время).

В 1983-1992 гг. продолжалось создание сети специализированных гидрогеологических наблюдений в окрестностях г. Петропавловска-Камчатского: с 1983 г. проводятся наблюдения на скважине Морозная, с 1989 г. – на скважинах станции Верхняя Паратунка и с 1992 г. – на скв. Г-1 (станция Хлебозавод). На скважинах НИС-1 и Е-1 проводились наблюдения за изменениями уровней воды с использованием механических поплавковых самописцев. Данные наблюдений публиковались в Бюллетенях Камчатского полигона по прогнозу землетрясений и извержений вулканов (1982 - 1993 гг.). Большой вклад в создание сети и производство наблюдений внесли Ю.М. Хаткевич, Р.А. Шувалов, В.Н. Нечаев.

Впервые гидрогеохимические предвестники в изменениях состава воды и свободного газа в скважинах ГК-1 и Морозная были зарегистрированы перед землетрясениями 8 октября 1987 г,  $M=6,6$  и 2 марта 1992 г.,  $M=6,9$ . С использованием этих данных был предложен эмпирический алгоритм оценки опасности возникновения сильных землетрясений, сопровождавшихся сотрясениями с интенсивностью не менее 5-6 баллов по шкале MSK-64 [3, 6].

В настоящее время сеть состоит из семи самоизливающихся скважин и трех источников, на которых проводятся гидрогеохимические наблюдения по традиционной методике.

*Третий этап развития специализированных гидрогеологических наблюдений* был инициирован выполнением работ по ФЦП «Развитие ФССН в 1995-2000 гг.». В 1996-1997 гг. пьезометрические скважины Е-1 и ЮЗ-5 были оборудованы системами цифровой регистрации уровня воды и атмосферного давления с периодичностью 10 мин и накоплением данных на твердотельную память. В течение последующих лет дважды проводилась модернизация оборудования. С 2001 г. по настоящее время используется аппаратура производства ООО «Полином», г. Хабаровск: серии Кедр А2 с накоплением данных на твердотельную память (2001-2010 гг.) и серия Кедр-ДМ с передачей данных по каналам сотовой связи (2010 г. – настоящее время) [4]. В 2013 г. самоизливающаяся скважина Морозная также была оборудована комплектом Кедр-ДМ

для измерений температуры и электропроводности воды. Установка оборудования на скважинах и производство наблюдений проводились сектором геофизических наблюдений под руководством А.А. Смирнова. С использованием цифрового оборудования были зарегистрированы разнообразные вариации уровня воды, в т.ч. гидрогеодинамические предвестники, косейсмические скачки и разнообразные постсейсмические изменения при сильных землетрясениях 1997-2016 гг.: Кроноцком 5 декабря 1997 г.,  $M=7,8$ ; Олюторском 20 апреля 2006 г.,  $M=7,6$ ; 28 февраля 2013 г.,  $M=6,9$ ; Охотоморском 24 мая 2013 г.,  $M=8,3$ , Жупановском 30 января 2016 г.,  $M=7,2$ .

В течение третьего этапа в лаборатории геофизических исследований КФ ФИЦ ЕГС РАН были созданы методика оперативной обработки данных уровнемерных наблюдений, программные средства информационной системы POLYGON, с помощью которой выполняется обработка данных в режиме близком к реальному времени и ведение базы данных в составе Информационно-обрабатывающего центра КФ ФИЦ ЕГС РАН [7]; заложены научно-методические основы гидрогеодинамического метода в системе комплексного геофизического мониторинга Камчатки.

**Результаты исследований.** Функционирующая в КФ ФИЦ ЕГС РАН система специализированных гидрогеологических наблюдений позволяет диагностировать различные типы гидрогеосейсмических вариаций параметров подземных вод, в т.ч. гидрогеохимические и гидрогеодинамические предвестники сильных землетрясений Камчатки. По данным уровнемерных наблюдений гидрогеодинамические предвестники могут выделяться в режиме близком к реальному времени.

В результате проведения многолетних наблюдений на скважинах и источниках Камчатки обнаружены, описаны и систематизированы разнообразные изменения параметров подземных вод в связи с местными и удаленными сильными землетрясениями, в т.ч. гидрогеохимические и гидрогеодинамические предвестники, ко- и постсейсмические эффекты. На диаграмме (рисунок) показаны параметры произошедших землетрясений, которые сопровождалась различными видами гидрогеосейсмических вариаций. На ней выделена область землетрясений с магнитудами не менее 6,6 на эпицентральных расстояниях до 300 км, которые сопровождалась гидрогеологическими предвестниками с заблаговременностью от одного до нескольких месяцев. С учетом показанной связи между проявлениями предвестников в изменениях уровней, химического состава воды и параметрами землетрясений (рисунок) были сформулированы эмпирические алгоритмы среднесрочного прогнозирования сильных землетрясений Камчатки [2, 3, 6], на основе которых составляются прогнозные заключения о сейсмической опасности в Камчатском крае по данным гидрогеологических наблюдений. С использованием ретроспективного статистического анализа проявлений гидрогеологических предвестников и опыта их практического применения в режиме реального времени оценена значимость гидрогеологического метода для среднесрочного прогнозирования сильных землетрясений Камчатки.

Результаты работ по изучению процессов формирования различных видов гидрогеодинамических и гидрогеохимических эффектов сильных землетрясений в природных и геотехнических системах: «скважина – водовмещающая порода», «источник – водоносная система», «вода – порода» с применением методов гидродинамического и физико-химического моделирования представлены в ряде публикаций (см. <http://www.emsd.ru/lgi/result>).

Перспективы развития гидрогеосейсмологических исследований связаны с техническим совершенствованием системы специализированных гидрогеологических наблюдений и дальнейшим накоплением достоверных данных о разнообразных

откликах подземных вод на сейсмические воздействия, в первую очередь, о гидрогеологических предвестниках и закономерностях их связи с параметрами сильных землетрясений.

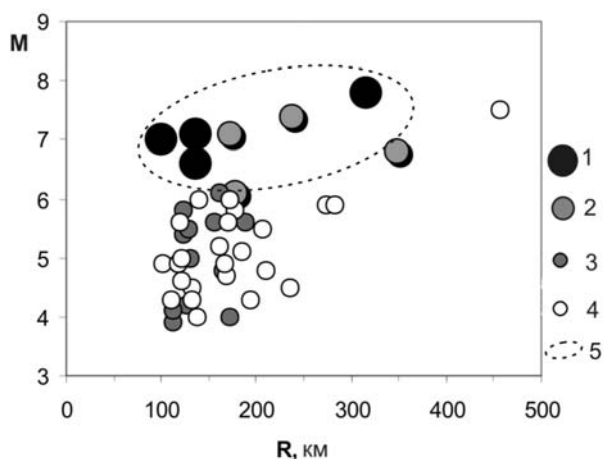


Рисунок. Проявление различных типов гидрогеосейсмических вариаций в зависимости от параметров землетрясений - магнитуды  $M$  и эпицентрального расстояния  $R$ , км: 1 – предвестниковые изменения уровней, химического состава воды и газа и их постсейсмические вариации, повышение дебитов источников; 2 – предположительные предвестниковые изменения уровней, химического состава воды и постсейсмические изменения дебитов и химического состава воды; 3 – постсейсмические изменения химического состава воды, повышение дебитов; 4 – постсейсмическое повышение дебитов источников; 5 – область параметров землетрясений  $M$  и  $R$ , перед которыми проявлялись гидрогеологические предвестники.

### Список литературы

1. Киссин И.Г., Ясько В.Г., Пиннекер Е.В. Подземная гидросфера и сейсмические процессы / Основы гидрогеологии. Т. 4. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 57-78.
2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.
3. Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53-70.
4. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. С. 43-56.
5. Манухин Ю.Ф. Влияние землетрясений на динамику термальных вод Камчатки // Тез. докл. IX совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск – Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 135.
6. Хаткевич Ю.М. О возможности среднесрочного прогноза землетрясений интенсивностью свыше пяти баллов, проявляющихся в г. Петропавловске-Камчатском // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 63-67.
7. Kopylova G.N., Ivanov V.Yu., Kasimova V.A. The implementation of information system elements for interpreting integrated geophysical observations in Kamchatka // Russ. J. Earth Sci. 2009. V. 11, ES1006, doi:10.2205/2009ES000329.

**Минералого-геохимические особенности вещества новообразований пещеры ТТИ-50 (отбор 2016 г.)**

**М.А. Назарова, К.В. Тарасов**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: nazarovamar@mail.ru*

Обсуждаются результаты минералого-геохимических исследований солевых образований из лавовой пещеры потока ТТИ-50. Определён их минеральный состав методом дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии.

**Введение**

В процессе Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг. (ТТИ-50) сформировались лавоводы. Произошло частичное их обрушение и в местах провалов открылись входы в лавовые каналы (пещеры). В таких провалах и пещерах стали образовываться солевые новообразования разного цвета. Они представлены в виде порошкообразных налётов, своеобразных сталактитовых и сталагмитовых наростов. Исследование минералогического состава новообразований может дать информацию о процессах выноса элементов в результате реакций взаимодействия: порода-вода-газ-температура.

**Объекты исследований**

В ходе полевых работ в августе 2016 г. были отобраны образцы возгонов, образовавшихся на входе в пещеру, которая находится в 1 км к юго-западу от кратера Набоко. Пещера сформировалась в крупном провале лавового потока, она представляет собой камеру, сужающуюся в глубине.

Температура поднимающегося воздуха по своду пещеры на входе составляла порядка 40 - 80°C и повышается с глубиной. Внутри пещеры сухо, резкого запаха газов не ощущалось.

**Результаты исследований**

Новообразования представлены натечными солевыми отложениями, а так же в виде сталактитов и сталагмитов, расположенных преимущественно на входе в пещеру. Все эти образования представлены разнообразными оттенками жёлтого, зелёного и красного цветов.

Аккумуляции возгонов на стенах способствовало образованию «карнизов». Возгоны, собирающиеся на краях трещин, из которых выходит газ, взаимодействуют с лавой через поры и остаются в виде плотного налёта.

Задачей исследований было изучение химического и минерального состава пещерных натечных образований и солевых выделений.

По результатам дифрактометрии получен следующий минералогический состав: тенардит  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , астраханит (блédит)  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , галит  $\text{NaCl}$ , калиевые квасцы  $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ .

На инфракрасных спектрах характеристические полосы поглощения соответствуют сульфатной группе  $\text{SO}_4$ .

Результаты дифрактометрии и ИК-спектроскопии подтверждают данные химического анализа, согласно которым основным вещественным материалом формирующихся новообразований являются сульфаты в большей степени.



### **Заключение**

Изучение минерального состава новообразований в пещере показало, что в их составе основное место занимают следующие минералы – тенардит, астраханит, калиевые квасцы и галит, т.е. в составе минеральных фаз преобладают сульфаты с участием хлоридов [2]. Можно предположить, что вещество натёчных образований переносилось в базальтовом расплаве с летучими соединениями, в составе которых были сера и хлор. Преобладание сульфатов объясняется тем, что серосодержащие газы наиболее растворимы в расплаве. Образование вещества «сталактитов», скорее всего, связано с тем, что температура пород лавового поля локально понизилась до 100°C и ниже, и началось просачивание по трещинам в лавах метеорных вод, которые растворяли и переносили к нижней поверхности свода пещеры соли Na, K, Mg, Cu в соединении с серой и хлором [1, 2]. Отложение вещества происходит по мере испарения части воды с увеличением концентрации солей.

### **Список литературы**

1. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Горячие лавовые пещеры вулкана Толбачик и их необычные минеральные образования // Вестник ДВО РАН. № 5. Владивосток: ДВО РАН, 2014. С. 148-150
2. Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Филатов С.К. и др. Об эксгаляционной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержениями 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога 27 - 28 марта 2014 г., Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 22-25.

**Геолого-геохимическая модель Кошелевской газо-гидротермальной системы****А.А. Нұждаев***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: envi@kscnet.ru*

Гидротермальные системы широко распространены во всем мире. Среди них отдельно выделяются крупные длительноживущие гидротермально-магматические системы, появление которых связано с глубинными проницаемыми сквозькоровыми структурами, либо приурочено к границам крупных тектонических блоков. На формирование гидротермальных растворов в таких системах большое влияние оказывает восходящий (мантийный) флюид. Данные системы, как правило, отличаются наличием пародоминирующих резервуаров, и с ними связаны крупнейшие геотермальные месторождения. Это позволяет выделить их в отдельный тип газо-гидротермальных систем [6]. Наиболее известными, и детально изученными из таких систем являются Гейзерс (США), Лардерелло (Италия), Мацукава (Япония) и др. К этому типу относится и Кошелевская газо-гидротермальная система.

Кошелевский вулканический массив это вулканический хребет, появление которого связано с крупной разломной зоной на сочленении южнокамчатского и северокурильского сегментов Курило-Камчатской островной дуги [2]. Геологическое строение данного района хорошо изучено и имеет трехъярусное строение. Нижний ярус разреза представляют лавы, туфы и вулканогенно-осадочные породы олигоцен-среднемиоценового возраста. Средний ярус представлен вулканогенно-осадочной толщей туффигов с прослоями лав и туфов миоцен-плейстоценового возраста. Верхний ярус представлен лавами, туфами, экструзиями и субвулканическими телами плейстоцен-голоценового возраста. [4]. В недрах вулканической постройки содержится крупная газо-гидротермальная система, на поверхности проявленная в виде двух термоаномалий: Верхне- и Нижне-Кошелевской. Наиболее изученной является западная часть вулкана, где проводились поисково-разведочные работы. По результатам бурения были вскрыты субинтрузивные и интрузивные тела, в том числе крупное субпластовое многофазное тело мощностью 300-1000 м, протяженностью не менее 4-5 км, апикальная часть которого представлена мощными зонами мегабрекчий. С этими зонами связывают выделенную в скважинах, по результатам гидрологических испытаний, область перегретого пара, уходящую на глубину более 1,5 км [3]. Современные геофизические методы исследования позволили проследить проницаемые структуры, с которыми связано движение гидротермальных растворов, на глубины до 5 км [1].

О присутствии глубинных флюидов в составе гидротермальных растворов говорится в работе [5], где по отношению изотопов гелия, показана связь гидротерм с современной дегазацией мантии. В составе растворенных и свободных газов фиксируются  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$  и углеводороды (в некоторых пробах  $\text{CH}_4$  – достигает 67,2 %), в том числе тяжелые ( $\text{C}_{14}\text{H}_{10}$ ) [4].

Геолого-геохимическая модель Кошелевской газо-гидротермальной системы представляется следующим образом (рисунок): крупный вулканический массив связан с глубинным (сквозькоровым) тектоническим разломом, по которому происходило поступление магматического материала и миграция магматических очагов в период формирования вулканической постройки. С этим же разломом связано внедрение крупных интрузивных и субинтрузивных тел, завершавших формирование вулканического массива и определивших внутреннюю проницаемую структуру

современной гидротермальной системы, контролирующую поступление глубинных флюидов. С уменьшением магматической активности гидротермальная система локализовалась, в пределах проницаемых зон, и приблизилась к своим современным размерам. В процессе существования газо-гидротермальной системы часть проницаемых зон прекратила свою работу, либо в результате вулcano-тектонической активности, либо в результате вторичной минерализации сопровождающей гидротермальную активность. Данные процессы влияют на изменение внутренней структуры системы и приводят к образованию новых термоаномалий на поверхности.

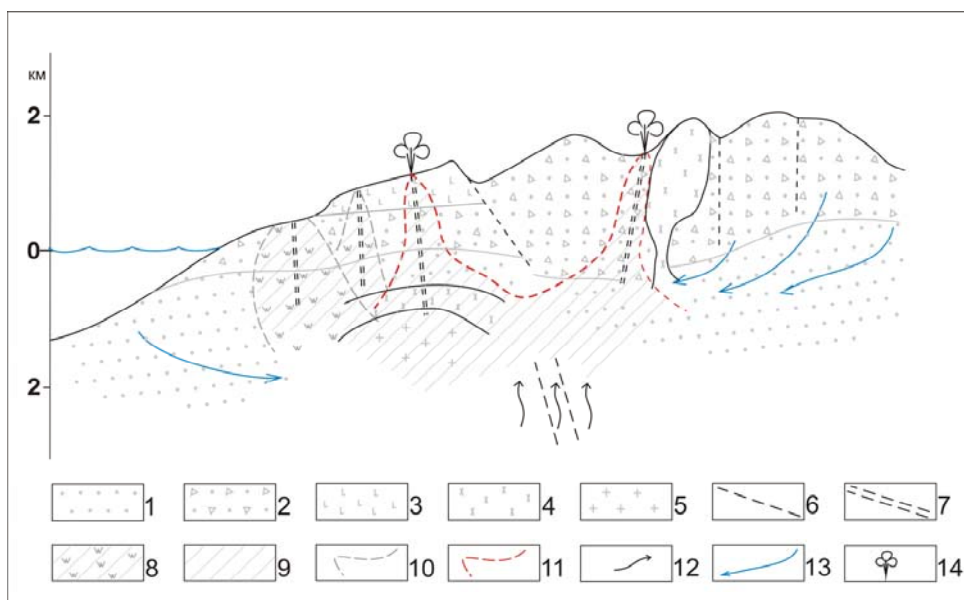


Рисунок. Модель Кошелевской газо-гидротермальной системы

1 - породы фундамента, представленные вулcanoгенно-осадочной толщей миоцен-плейстоценового возраста; 2 – четвертичные вулканы различного генезиса; 3 – лавы андезит-базальтов; 4 – диоритовые порфиры; 5 – диориты; 6 – разрывные вулcano-тектонические нарушения; 7 – тектонические нарушения с которыми связана циркуляция гидротермальных растворов; 8 – аргилизованные породы; 9 – зона современного воздействия гидротерм; 10 – границы палеогидротермальной системы; 11 – современные границы газо-гидротермальной системы; 12 – глубинный (магматический) флюид; 13 – движение метеорных и морских вод; 14 – разгрузка гидротерм на дневной поверхности.

### Список литературы

1. Абкадыров И.Ф., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Букатов Ю.Ю. Опыт применения метода микросейсмического зондирования на геотермальных полях на примере Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная Камчатка) // Природная среда Камчатки. Материалы IX региональной молодежной конференции «Природная среда Камчатки». П-К: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 49-60.
2. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
3. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63
4. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
5. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
6. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.

## **Уточнение строения геотермальных месторождений Паужетско-Камбально-Кошелевского района на основании магнитометрических исследований**

**И.А. Нуждаев**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: [Ivandf@kscnet.ru](mailto:Ivandf@kscnet.ru)*

На Нижне-Кошелевском и Паужетском геотермальных месторождениях проведена магнитная съемка современными магнитометрами GSM-19W на эффекте Оверхаузера по оригинальной методике. По полученным материалам построены карты аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$ . Интерпретация карт позволяет выделить: систему субширотных тектонических нарушений; области распространения интенсивно аргиллизированных горных пород; участки, перспективные для поиска сухого пара или перегретых гидротерм.

### **Введение**

В 1958-1964 гг. на юге Камчатки было разведано Паужетское геотермальное месторождение, с которого и началось развитие геотермальной энергетики на полуострове. В 1966 г введена в эксплуатацию первая в СССР и России Паужетская опытно-промышленная геотермальная станция. В настоящее время наблюдается снижение параметров (температуры, объем вырабатываемого сухого пара) эксплуатационных участков Паужетского месторождения. Последнее, помимо возможных технических причин, связано с недостаточной геологической изученностью месторождения. В частности, требуется существенная корректировка геолого-гидрогеологической модели, сформулированной В.В. Аверьевым с коллегами [7], на которой до настоящего времени основана эксплуатация месторождения. Очевидна необходимость проведения дополнительных комплексных геолого-геофизических работ, в том числе и магнитометрии.

В 18 км юго-западнее от Паужетского месторождения, на склоне действующего вулкана Кошелева, расположено Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение. В период разведки в 1970-80-ые годы было проведено бурение скважин, в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии оконтурена зона перегретого (сухого) пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км. Установлено пародоминирующее геотермальное месторождение электрической мощностью  $\geq 90$  МВт [3]. Но остается нерешенным ряд вопросов: о границах месторождения, об источнике и переносе тепла, о физической природе геологических структур. Это послужило основанием для проведения дополнительных геофизических исследований на площади месторождения, в том числе магнитометрической съемки.

### **Нижне-Кошелевское месторождение**

На объекте исследования магнитная съемка выполнялась в два этапа. На первом в 2010-2011 г.г. магнитометрические исследования проводились в центральной части месторождения магнитометрами ММП-203 [5]. На втором этапе в марте 2015 г. площадная магнитометрическая съемка выполнялась по нерегулярной сети с использованием современных магнитометров на эффекте Оверхаузера GSM-19W v7.0, что повысило точность съемки и производительность работ. Аппаратура и методика исследований на Нижне-Кошелевском месторождении аналогична работам на Паужетском месторождении [4]. Было выполнено 15500 рядовых замеров магнитного поля на территории 13 км<sup>2</sup>, среднеквадратическая погрешность съемки составила  $\pm 19$  нТл. По материалам магнитной съемки построена карта аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  (рис. 1).

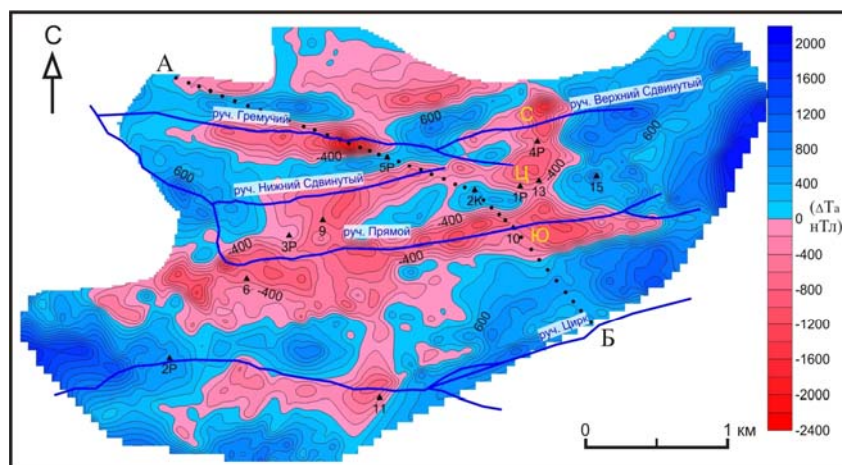


Рис.1 Карта аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  в районе Нижне-Кошелевского геотермального месторождения

Основным объектом, выделяемым по карте  $\Delta T_a$ , являются области и зоны измененных пород, которые непосредственно отображают современную и древнюю гидротермальную деятельность. Как известно, гидротермально измененные породы отличаются практически нулевой магнитной восприимчивостью. На этом основании с измененными породами связываются отрицательные аномалии  $\Delta T_a$  - как линейные, так и площадные. Области с положительными значениями  $\Delta T_a$  приурочены к неизменным и слабо гидротермально измененным высокомагнитным породам Кошелевского вулканического массива. На исследуемой площади выделены вытянутые в широтном направлении отрицательные аномалии  $\Delta T_a$ : Северная (С), Центральная (Ц) и Южная (Ю). Образование Южной аномалии связано с субширотной тектонической зоной, которая трассируется долиной руч. Прямой [5]. Сопряженная с этой зоной отрицательная магнитная аномалия интерпретируется выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов в процессе палеогидротермальной деятельности: здесь по данным бурения установлены пропилиты и вторичные кварциты в широком интервале глубин [6]. Центральная аномалия распространяется в области разгрузки современных парогидротерм, где происходит активная аргиллизация пород и окисление магнитных фракций. Продолжение этой аномалии в западном направлении связано с тектоническим нарушением (руч. Нижний Сдвинутый). Северная область отрицательных значений  $\Delta T_a$  пространственно тяготеет к зоне разрывного тектонического нарушения (руч. Верхний Сдвинутый) и, возможно, связана с геотермальной структурой на глубине [5]. Эта область может быть перспективной для поиска сухого пара или перегретых гидротерм. Крупная отрицательная аномалия в районе скв. 5Р (руч. Гремучий) приурочена к участку интенсивно аргиллизированных пород.

Для прослеживания характера изменения магнитного поля построен график распределения значений  $\Delta T_a$  по профилю А-Б, увязанный с геолого-гидрологическим разрезом. На графике подтверждается, что все максимумы крупных отрицательных аномалий связаны с разрывными тектоническими нарушениями и областями интенсивной аргиллизации пород. Методом касательных и характерных точек [2] была рассчитана глубина верхней кромки объекта, создавшего отрицательную магнитную аномалию (руч. Гремучий): она находится в интервале 100-150 м, а в районе отрицательной аномалии вдоль руч. Прямой – в интервале 150-200 м. На этих глубинах проходит верхняя граница распространения водоносного комплекса крупной нижнечетвертичной субвулканической интрузии двупироксеновых и пироксен-рогообманковых андезитов-дацитов, диоритовых порфиритов и диоритов [3].

## Паужетское месторождение

Современная площадная магнитная съемка на Паужетском месторождении выполнялась на площади 11 км<sup>2</sup> в марте 2014 года [4]. Контрольные измерения выполнены в объеме 9 % от общего количества точек – 10784, среднеквадратическая погрешность съемки составила  $\pm 18$  нТл.

На основании полученных материалов была построена площадная карта распределения аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  для основной части Паужетского месторождения (рис. 2). В сравнении с картой аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  для Нижне-Кошелевского месторождения, на Паужетском геотермальном месторождении мы видим другую картину распределения магнитного поля. На фоне положительных значений выделяются две крупные области отрицательного магнитного поля. Спокойное слабо отрицательное магнитное поле в СЗ области, большое количество мелких, локальных изометричной формы аномалий в ЮВ части.

СЗ область включает в себя обширное поле налевой террасы р. Паужетка, а также все известные разгрузки гидротерм на дневной поверхности. К ним относятся Южно-Паужетское, Нижне-Паужетское и Верхне-Паужетское (участок 1 на рис. 2) термальные поля. В целом, эта область относится к зоне латерального растека гидротермальных растворов Паужетской гидротермальной системы, чем, видимо, и объясняется слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле.

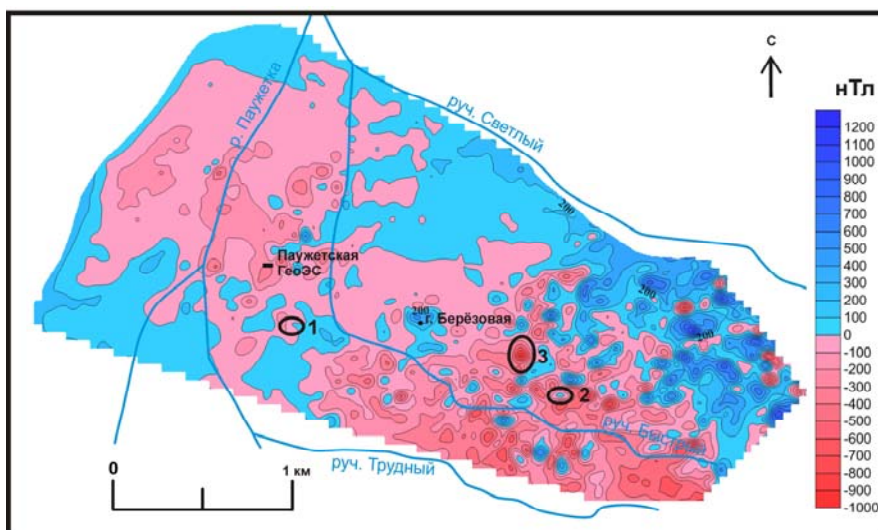


Рис. 2 Карта аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  для Паужетского геотермального месторождения. Районы термальных полей: 1- Верхне-Паужетское, 2 - Восточно-Паужетское; 3- отрицательная аномалия предположительно интерпретируется как область скрытой разгрузки гидротерм, прилегающая к магматическому телу среднего состава.

ЮВ область отличается от СЗ области отрицательных значений  $\Delta T_a$  наличием большого числа локальных отрицательных аномалий  $\Delta T_a$ , к одной из которых приурочено Восточно-Паужетское термальное поле (участок 2 на рис. 2). Однако в центральной части поля выделяется положительная магнитная аномалия со значениями  $\Delta T_a$  до +505 нТл. Этот результат подтверждает данные микромагнитной съемки, проведенной ранее в летний полевой период (август 2013 г.). Мы полагаем, что положительная магнитная аномалия в центре термального поля может свидетельствовать в пользу внедрения субвертикального интрузивного тела основного-среднего состава, кровля которого приближена к дневной поверхности и с которым собственно связано образование тектоно-магматического поднятия Восточно-Паужетского термального поля [8].



Обширная область отрицательных значений  $\Delta T_a$  вокруг этой положительной аномалии  $\Delta T_a$  может указывать на наличие скрытой разгрузки гидротермальных растворов в геологической структуре размером в плане 700 x 800 м. Крупная относительно изометричная аномалия положительных значений  $\Delta T_a$  выделяется в районе горы Березовая, которая ранее по косвенным данным описывалась как экструзия дацитового состава [1]. Наши данные подтверждают наличие здесь крупного, по-видимому, экструзивно-субвулканического тела, но имеющего основной или средний состав.

По результатам зимних магнитометрических исследований выделена крупная отрицательная магнитная аномалия (участок 3 на рис. 2). В последующий летний полевой сезон (август 2014 г.) ее границы были локализованы, выделены два центра со значениями  $\Delta T_a$  до -2000 нТл. Этот участок может быть перспективным для поиска перегретого пара или гидротерм. В целом, вся ЮВ область представляет повышенный интерес на предмет выделения здесь локальных геологических структур (тектонических или тектоно-магматических блоков), которые могут контролировать потоки геотермального теплоносителя.

Таким образом, по результатам магнитометрических исследований получены следующие данные. На площади Нижне-Кошелевского геотермального месторождения выделены: 1) группа связанных между собой субширотных тектонических нарушений; 2) области распространения интенсивно аргиллизированных пород; 3) участки, перспективные для поиска сухого пара или перегретых гидротерм. На площади Паужетского геотермального месторождения прослеживается: 1) слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле в зоне латерального растека гидротерм; 2) локальные положительные магнитные аномалии на общем фоне отрицательных значений, которые интерпретируются нами как близповерхностные субинтрузивные тела основного-среднего состава. Такие тела были вскрыты некоторыми скважинами (R-102, R-111, R-123,) в структуре Паужетского геотермального месторождения (архивные данные).

Авторы выражают благодарность А.В. Сокоренко за содействие в выполнении исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00007) и Дальневосточного отделения РАН (проект 15-I-2-065).

### Список литературы

1. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в современных вулканических областях. М.: Наука, 1978. 178 с.
2. Гершанок Л.А. Магниторазведка. Перм. ун-т. – Пермь, 2006. 364 с.
3. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.
4. Нуседаев И.А., Феодилактов С.О. Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // Материалы XII региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 75-84.
5. Нуседаев И.А., Феодилактов С.О. Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (Южная Камчатка) и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Выпуск № 22. С. 231-241.
6. Поздеев А.И., Назалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32-45.
7. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
8. Феодилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др. Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017 (в печати).



**Активные вулканы и редкометальная минерализация Камчатского края**

**В.М. Округин<sup>1,2</sup>, Н.А. Малик<sup>1</sup>, О.А. Зобенько<sup>1,2</sup>, Ш.С. Кудиева<sup>1,2</sup>, С.В. Москалева<sup>1</sup>,  
Е.Ю. Плутахина<sup>1,2</sup>, Е.Д. Скильская<sup>1</sup>, К.О. Шишканова<sup>1</sup>, Д.А. Яблокова<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: okrugin@kscnet.ru

<sup>2</sup>Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский

Редкие и рассеянные металлы – элементы передовых технологий. Их производство – один из важнейших показателей промышленного развития любой страны. Россия вынуждена в настоящее время импортировать значительную часть редкометального сырья. Обеспечение страны собственными сырьевыми ресурсами и производство конечной продукции – стратегически важная государственная задача. Камчатский край может стать одним из перспективных районов развития редкометальной минерализации.

**Введение**

Редкие и рассеянные металлы – кадмий, галлий, индий, таллий, германий, висмут, селен, теллур, рений [2]. Даже при относительно высоком содержании в земной коре, самостоятельных минералов, как правило, не образуют, за исключением некоторых случаев. Как правило, редкие металлы не образуют собственных месторождений и извлекаются попутно из руд других металлов (меди, свинца, цинка, молибдена, олова и алюминия).

В XX веке редкие и рассеянные металлы зарекомендовали себя во всем мире как катализаторы научно-технического прогресса. Академик А.Е. Ферсман называл их «витаминами промышленности». В настоящее время редкие металлы – это полноценный показатель инновационного промышленного развития страны [5].

**Методы исследований**

Диагностика и идентификация рудных минералов осуществлялась методами классической минералогии и минераграфии с применением современного оптического оборудования – прецизионные микроскопы Axioskop 40 (Carl Zeiss, Германия), Eclipse LV 100 pol (Nikon, Япония) с цифровыми камерами для фотодокументации с последующим изучением фазового и химического составов с помощью локальных методов физико-химического анализа.

Аналитические работы производились в лаборатории вулканогенного рудообразования, Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), Аналитическом сертификационном испытательном центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Содержания в породах макро- и микроэлементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Sr, Zr, Ba) определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), микрокомпонентный состав – методом индукционно связанной плазмы (ICP-MS, ICP AES).

Изучение микроморфологии, микроструктуры и особенностей распределения элементов-примесей в минералах производилось на приборе Vega 3 Tescan, оборудованном энергодисперсионным X-max 80 mm<sup>2</sup> и волновым спектрометрами с программным обеспечением – AZtec (версия 3.1). Условия анализа: ускоряющее напряжение – 20 kV; ток зонда – 400 pA.

## Результаты исследований и их обсуждение

Вулканогенные гидротермальные золото-полиметаллические, эпитеpмальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления – важнейший перспективный источник редкометальной минерализации. Они пользуются широким развитием на территории Камчатского края (Северо-, Центрально- и Южно-Камчатские горнорудные районы) [7]. Для руд Северо-Камчатского района характерно наличие такого металла как индий (Спрут). Центрально-Камчатский район отличается широким спектром, с преобладанием теллура и селена (Агинское, Озерновское, Золотое, Бараньевское, Кунгурцевское месторождения). Для Южно-Камчатского горнорудного района характерна комплексная минерализация – индий, кадмий, селен и теллур (Быстринское, Родниковое, Вилучинское, Мутновское, Асачинское).

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое месторождение – типичный пример развития комплексной редкометальной минерализации. Оно формировалось в интервале 3,3-0,25 млн. лет. На его территории выявлено более 160 жил и минерализованных зон. Основные запасы руд сосредоточены в жильной зоне «Определяющая». В рудах кроме свинца, цинка, меди (первые %) присутствуют золото, серебро (в среднем 10 г/т и 140 г/т, соответственно) и такие рассеянные металлы как кадмий (290 г/т), индий (20 г/т), селен и теллур (до 5 г/т), висмут (до 25 г/т). Главный минерал-концентратор кадмия и индия – сфалерит. Концентрации этих элементов в отдельных в локально обогащенных микрозонах минерала варьируют в диапазоне 2-4 мас. % [6].

Агинское, Озерновское и Асачинское золоторудные месторождения отличаются высокими содержаниями селена и теллура (максимальные концентрации более 1000 ppm). Теллур наравне с золотом и серебром неравномерно распределен в золотоносных кварц-адуляровых жильных телах Агинского месторождения: в рудном теле Агинское содержания (в г/т) Au меняются в пределах 99–7403; Ag – 17–156; Te – 423–7679; Pb – 282–2930, Cu – 80–2328; в рудном теле Сюрприз – Au – 41–7473; Ag – 11–1255, Te – 14–20767, Pb – 26–13887, Cu – 28–16705 [1].

**Таблица 1. Содержание редких и рассеянных элементов в продуктах извержения  
Авачинского вулкана**

| Элемент | Конденсаты, мкг/л | Эксгаляты, мкг/г | Сублиматы, мкг/г |
|---------|-------------------|------------------|------------------|
| Se      | 833               | 4662             | 63260            |
| Cd      | 191               | 332              | 2821             |
| In      | 8                 | 131              | 817              |
| Te      | 106               | 4440             | 41000            |
| Re      | 4                 | 52               | 8256             |
| Tl      | 49                | 204              | 5961             |
| Bi      | 367               | 300              | 3424             |

**Таблица 2. Содержание редких и рассеянных элементов в продуктах извержения  
Мутновского вулкана**

| Элемент | Конденсат, мкг/л | Эксгаляты, мкг/г |
|---------|------------------|------------------|
| Se      | 246              | 680              |
| Cd      | 5                | 8                |
| In      | < ПО             | 1                |
| Te      | 29               | 1193             |
| Re      | < ПО             | 1                |
| Tl      | 5                | 102              |
| Bi      | 5                | 126              |

Распределение редких и рассеянных элементов детально изучено в фумарольных образованиях, конденсатах вулканических газов, эксгалатах (отложения на стенках кварцевых трубок) таких действующих вулканов как Авачинский, Мутновский, Горелый, Большого Трещинного Толбачинского Извержения (БТТИ) и Трещинного Толбачинского Извержения (ТТИ-50).

В них установлены аномально высокие содержания таллия, индия, селена, теллура, рения (табл. 1, 2). Эти редкие и рассеянные элементы присутствуют в виде сложных минеральных фаз, среди которых диагностированы новые минералы [4].

### **Выводы**

Установлены аномально высокие концентрации редких и рассеянных элементов (РРЭ) в конденсатах, эксгалатах и сублиматах. Спектр этих элементов сопоставим со спектром вулканогенных гидротермальных (от золоторудных до комплексных золото-серебро-полиметаллических) месторождений северо-западной части зоны перехода континент-океан. Предполагается, что активные вулканы (природные скважины и химические реакторы) могут быть индикаторами редкометальной минерализации.

Авторы искренне благодарны руководству компании ООО «Интерминералс Менеджмент» - Е.Л. Петрову, В.В. Гаштольду, Ю.А. Гаращенко; коллективу рудников «Агинский» и «Золотое» за неоценимую помощь в проведении полевых работ; сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования - В.В.Куликову, Лунькову В.Ф., А.В. Платонову, обеспечивших высококвалифицированную пробоподготовку, Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН - Е.В. Карташевой, Н.И. Чебровой, выполнивших изучение химического состава руд и вмещающих пород методами РФА.

### **Список литературы**

1. *Андреева Е.Д.* Au-Ag-Te-минерализация Агинского месторождения (Центральная Камчатка) // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 148-153.
2. *Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л. и др.* Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития //Геология рудных месторождений. 2016. № 2. С. 97-119.
3. *Ким А.У.* О формах нахождения селена в рудах Асачинского месторождения (Южная Камчатка) // Материалы конференции. XI региональная молодежная научная конференция «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2012. С. 51-58.
4. *Малик Н.А., Зеленский М.Е.* О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012-2013 г. // Материалы конференции. Ежегодная конференция, посвященная Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2014. С. 94-97.
5. *Мелентьев Г.Б.* Редкие металлы – инновационный ресурс России // Редкие Земли. 2014. №2. С. 14–23.
6. *Мозжерина А.Ю., Шишканова К.О.* Некоторые особенности минералогии руд жильной зоны Определяющая (южный фланг золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское) // Материалы конференции. XI региональная молодежная научная конференция «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2012. С. 59-70.
7. *Округин В. М.* Новые данные о возрасте и генезисе эпитеpmальных месторождений зоны перехода континент-океан (Северо-западная Пацифика) // Материалы конференции. Материалы всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Шилов Н.А.. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003. С. 39–41.
8. *Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М.* Новые данные о рудах Вилучинского золото-серебро-полиметаллического рудопоявления (Южная Камчатка) // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 40-54.

**Проникновение локальных метеорных вод в Мутновский продуктивный геотермальный резервуар, по данным исследований изотопного состава воды ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ )**

**А.Ю. Поляков**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: pol@kscnet.ru*

На основании многолетних анализов изотопного состава ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) сепарата продуктивных скважин Мутновского геотермального месторождения, обнаружены признаки проникновения локальных метеорных вод в Мутновский геотермальный резервуар.

**Введение**

Первые, наиболее достоверные анализы проб термальных вод на изотопный состав ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ), из продуктивных скважин Мутновского геотермального месторождения, были получены при опытно-эксплуатационных выпусках в 1995-1999 г., когда они отбирались из жидкой части (сепарата) двухфазной смеси, полученной после разделения в аттестованном промышленном сепараторе [7]. Пробы, полученные в процессе эксплуатации Мутновского геотермального месторождения (2000-2016 гг.), отбирались аналогичным образом. Так же проводился отбор проб холодных и термоминеральных вод Мутновского геотермального месторождения для измерения их изотопного состава [2-6]. Результаты измерений, полученные из холодных источников и водотоков, не требуют дальнейшей обработки, в случае же отбора проб из пароводяных скважин и кипящих источников, необходим пересчет на изотопное фракционирование [7]. Изменение изотопного состава термальных вод, отобранных как до так и во время промышленной эксплуатации Мутновского продуктивного геотермального резервуара, позволяют следить за его состоянием.

**Результаты измерений**

Выполненные гидро- изотопные измерения показали, что относительно фоновых (не нарушенных эксплуатацией) значений изотопного состава термальных вод из продуктивных скважин Мутновского геотермального месторождения, полученные при опытно-эксплуатационных выпусках в 1995-1999 г. ( $-14.2\text{‰} < \delta^{18}O < -15.5\text{‰}$  и  $-109\text{‰} < \delta D < -118\text{‰}$ ), за 5 лет эксплуатации месторождения (2003-2004 гг.) изменений практически не обнаружено ( $-14.3\text{‰} < \delta^{18}O < -15.5\text{‰}$  и  $-107\text{‰} < \delta D < -118\text{‰}$ ) (рис. 1).

Однако, после последующей 10 летней эксплуатации месторождения, полученные данные показывают утяжеление изотопного состава термальных вод, как по  $\delta^{18}O$ , так и  $\delta D$  ( $-13.1\text{‰} < \delta^{18}O < -15.5\text{‰}$  и  $-104\text{‰} < \delta D < -113\text{‰}$ ) (рис. 1).

Более наглядно процесс утяжеления изотопов представлен на рис. 2, где приведены гистограммы распределения  $\delta D$  в сепарате скважин Мутновского геотермального месторождения в зависимости от даты отбора проб (относительно фонового уровня в 1998 г., утяжеление изотопного состава по  $\delta D$  до 6‰ в 2014-2015 гг.).

Наиболее вероятной причиной этого может являться проникновение в Мутновский продуктивный геотермальный резервуар локальных метеорных вод, которыми являются метеорные осадки выпадающее на абсолютных отметках высот, близких к абсолютным отметкам Мутновского геотермального месторождения.

Типичным примером локальных метеорных вод являются воды рек Фальшивая и Жировая, изотопный состав которых более тяжел ( $-11,5\text{‰} < \delta^{18}O < -13,5\text{‰}$  и  $-82\text{‰} <$

$\delta D < -93 \text{ ‰}$ ), чем фоновые значения изотопного состава термальных вод продуктивных скважин Мутновского геотермального месторождения.

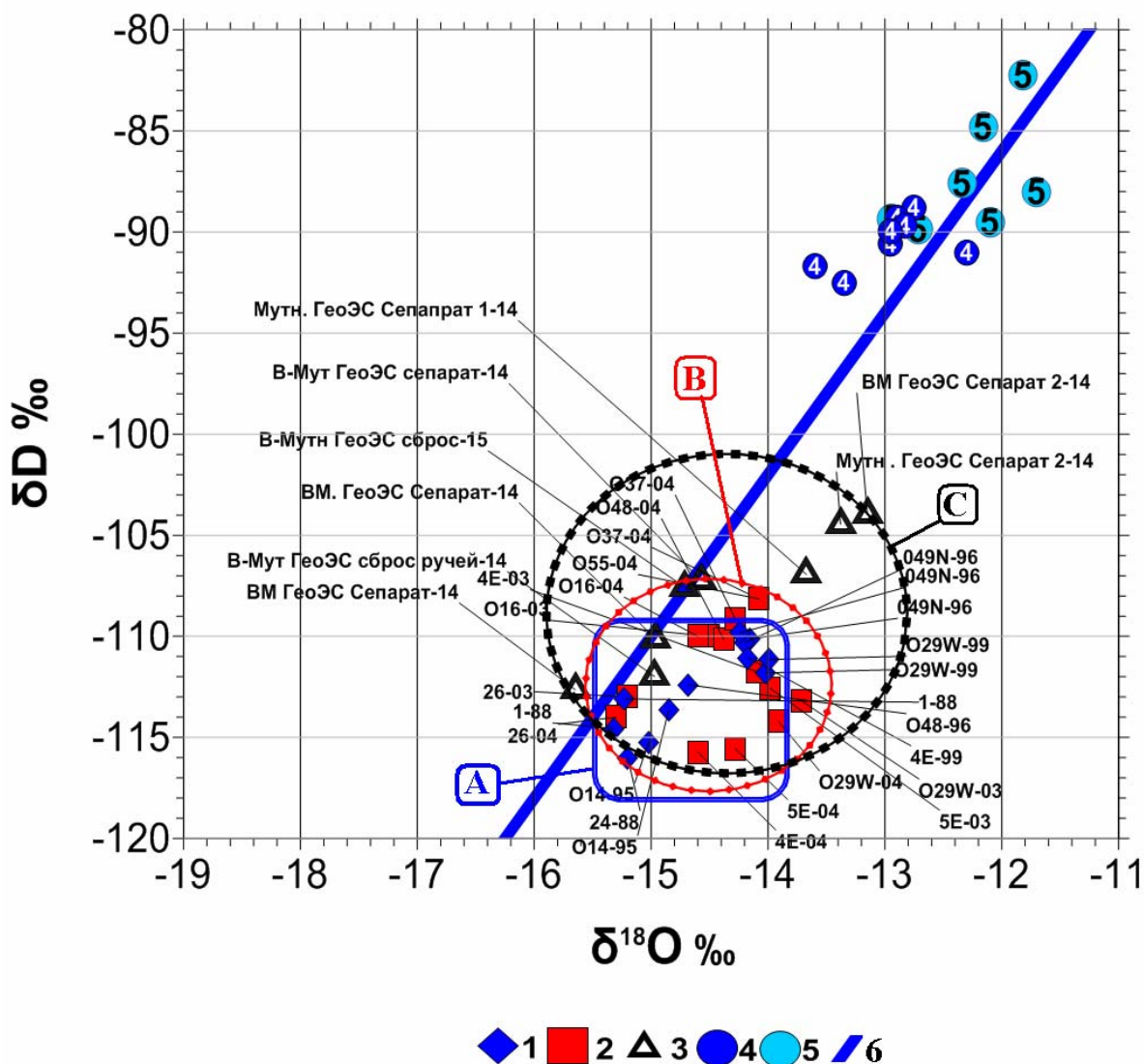


Рис 1. Распределение  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в сепарате скважин и локальных метеорных водах, Мутновского геотермального месторождения. Отбор проб осуществлялся А.В. Кирюхиным и А.Ю. Поляковым.

Пробы сепарата, отобранные: 1- в 1995-1999 гг.; 2- в 2003-2004; 3- в 2015-2015; 4- вода из р. Жировая, отбор проб осуществлялся в 2014, 2015 гг.; 5- вода из р. Фальшивая, отбор проб осуществлялся в 1999, 2014, 2015 гг.; 6- метеорная линия (линия Крейга); А, В, С – группирование по годам отбора.

При регулярном мониторинге изотопного состава вод скважин Мутновского геотермального месторождения, могут быть определены зоны притока локальных метеорных вод в продуктивный геотермальный резервуар и локализованы скважины, участвующие в этом процессе.

Анализ образцов за 1995 г. был осуществлен М.Такахаши (Геологическая служба Японии), образцы за 1988, 1998, 1999, 2003 гг. проанализированы В.А. Поляковым и В. Бобковым (ВСЕГИНГЕО, Москва), образцы за 2005, 2009-2015 гг., анализировались П.О. Ворониным, А.Ю. Поляковым (ИВиС) на анализаторе

изотопного состава воды компании Los Gatos Research США, (<http://www.lgrinc.com/analyzers/overview.php?prodid=16&type=isotope>) - IWA-35EP.

### Выводы

В результате многолетних наблюдений за изотопным составом термальных вод продуктивных скважин и холодных и термоминеральных вод в Мутновском геотермальном районе, зарегистрировано утяжеление изотопного состава сепарата, особенно контрастное по  $\delta D$ , проявившееся через 10 лет промышленной эксплуатации месторождения.

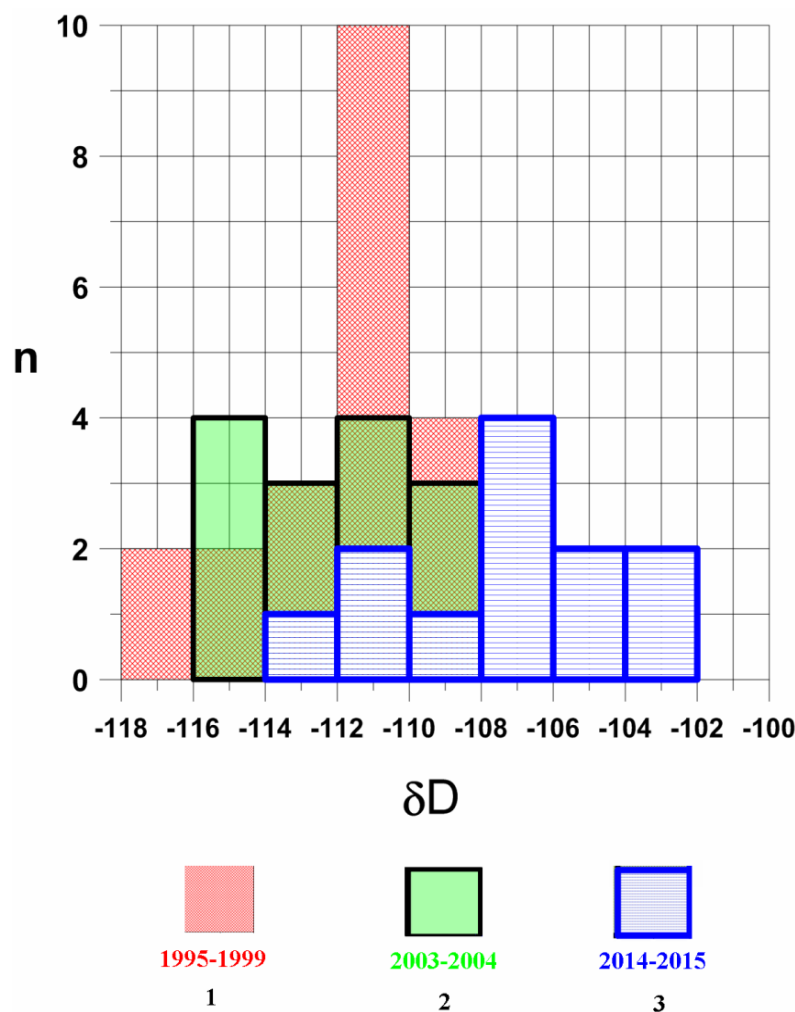


Рис 2. Гистограммы распределения  $\delta D$  в сепарате скважин Мутновского геотермального месторождения в зависимости от даты отбора проб.  
1-1995-1999 гг.; 2 - 2003-2004гг; 3 - 2014-2015 гг.: n-число измерений.

Единственным источником такого утяжеления могут являться локальные метеорные воды, примером которых служат воды бассейнов рек Фальшивая и Жировая ( $-11,5\text{‰} < \delta^{18}O < -13,5\text{‰}$  и  $-82\text{‰} < \delta D < -93\text{‰}$ ).

Учитывая контрастный состав локальных метеорных вод и геотермальных флюидов Мутновского месторождения, регулярный мониторинг изотопного состава термальных вод добычных скважин Мутновского месторождения и анализ вариации изотопного состава по конкретным скважинам может быть использован для выявления зон притока локальных метеорных вод в продуктивный геотермальный резервуар.

Работы выполнялись при поддержке грантов РНФ 16-17-10008 и РФФИ 15-05-00576.

### Список литературы

1. *Кириухин А.В.* Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений // Владивосток, 2002. 195 с.
2. *Кириухин А.В., Асаулова Н.П., Вереина О.Б. и др.* Оценка влияния инфильтрации при эксплуатации высокотемпературных геотермальных месторождений (Паужетского и Мутновского месторождений, Камчатка, Россия) // «Вулканология и сейсмология», 2014, №3, с. 24-36.
3. *Кириухин А.В., Кириухин В.А., Манухин Ю.Ф.* Гидрогеология вулканогенов // С-Петербург, Наука, 2010, 395 с.
4. *Кириухин А.В., Такахаши М., Поляков А.Ю. и др.* Исследование условий водного питания Мутновского геотермального месторождения с использованием данных по изотопии кислорода ( $^{18}\text{O}$ ) и водорода (D) // Вулканология и сейсмология. 1998. №4-5. С.54-62.
5. *Поляков А.Ю., Кириухин А.В., Воронин П.О. и др.* Исследования изотопного состава воды в Мутновском геотермальном районе (вулкан, месторождение, Нижне Жировской источник, Родниковый), влияние фазового фракционирования.// Научная конференция, посвящённая дню вулканолога ИВиС ДВО РАН «Вулканизм и связанные с ним процессы» 29 – 30 марта 2016 г. с.416-424.
6. *Kiryukhin A.V., Maguskin M.A., Miroshnik O.O. et al.* Modeling and Observations of the Enthalpy, Pressure, Chloride,  $\text{CO}_2$  and Vertical Deformation Transient Change in the Mutnovsky Geothermal Field (Kamchatka, Russia) // PROC., Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 11-13, 2013, 8 p.
7. *Кириухин А.В., Словцов И.Б., Фазлуллин С.М. и др.* Отчет по договору № 32 от 15.09.98 г по теме “Подготовка программы испытаний скважин, проведение работ по газогидрохимическому опробованию скважин и составление отчета, обобщающего данные опытных выпусков теплоносителя“, предусмотренных в составе работ по контракту № 589/35806573/8-0002/02”. Петропавловск-Камчатский, ИВ ДВО РАН, 2000, 23 с.



**Минералорудообразование в основании толщи глин Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка)**  
**С.Н. Рычагов<sup>1</sup>, Т.М. Философова<sup>1</sup>, М.С. Чернов<sup>2</sup>, Е.С. Житова<sup>1</sup>, О.В. Кравченко<sup>1</sup>, А.В. Сергеева<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

В основании толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля под однородным слоем пластичных глин, являющихся тепловым экраном и теплоизолирующим слоем, выделена минеральная рудная зона. Зона образована вследствие разгрузки щелочных металлоносных термальных вод, поступающих из нижних горизонтов Паужетской гидротермальной системы или из недр Камбального вулканического хребта.

### **Введение**

Паужетской гидротермальной системе и одноименному геотермальному месторождению посвящено большое количество исследований [1, 2, 5]. Но остаются открытыми многие вопросы. Решение проблемы о влиянии глубинного металлоносного флюида на зону гипергенеза гидротермальной системы возможно с помощью комплексного изучения термальных полей и распространенной на их поверхности толщи гидротермальных глин [4]. Так, при изучении гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (т/п) были выделены две зоны с минеральными рудными ассоциациями [3]. Зоны приурочены к «синим глинам» (насыщенным пиритом и другими сульфидами) и расположены под горизонтом мягко-тугопластичных глин. Горизонт распространен на площади всего т/п и служит водоупором и тепловым изолятором, а к «синим глинам» приурочен комплексный геохимический барьер [4]. Эти данные определили повышенный интерес авторского коллектива к дальнейшему изучению гидротермальных глин Восточно-Паужетского т/п с помощью проходки скважин колонкового бурения. В западной части поля скважиной вскрыта рудная зона сложного химического и минерального составов. Характеристике этой зоны посвящена настоящая работа.

### **Литологический разрез толщи гидротермальных глин**

Восточно-Паужетское т/п расположено на восточном фланге гидротермальной системы и приурочено к приподнятому тектоно-магматическому блоку [5]. Его описание подробно сделано ранее, поэтому обратимся к характеристике толщи глин. На т/п пройдено 13 скважин колонкового бурения (рис. 1) глубиной от 2,8 до 8,9 м,

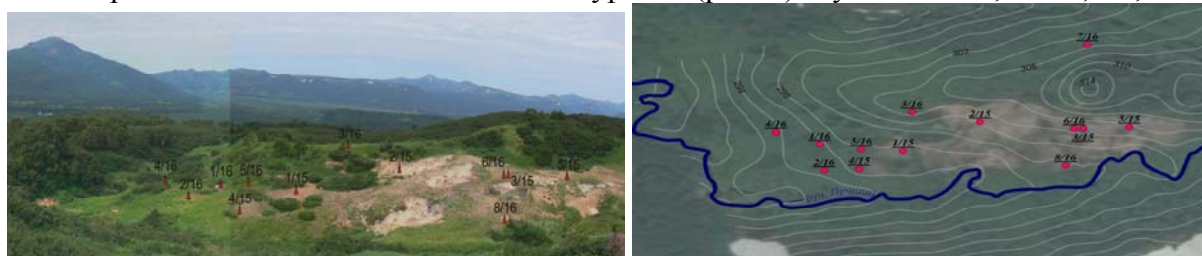


Рис. 1. Восточно-Паужетское т/п: а – общий вид и расположение скважин, б – план с местоположением скважин и их номерами.

вскрыты все горизонты и слои интенсивно аргиллизированных пород. Рудная зона прослежена тремя скважинами и двумя шурфами (шурфы расположены в точке ВПП-

1/15). Разрез в точке бурения ВПП-2/16 представлен следующими основными горизонтами (сверху – вниз): 1) сернокислотного выщелачивания; 2) мягко-тугопластичными глинами; 3) «синими глинами»; 4) пиритизированными интенсивно аргиллизированными брекчиевидными андезитами. В «синих глинах» выделяется пологопадающая зона мощностью 0,6 м с резкими границами. Основная матрица отложений этой зоны сложена глинисто-карбонатно-сульфидным материалом, включающим большое количество (до 1-2 об.%) агрегатов округлой формы (глобулей).

### Строение и состав глобулей

Глобули отличаются размерами и формой в трех условно выделенных слоях (рис. 2). В верхнем слое глобули чаще всего уплощенные и образуют сростки-агрегаты размером до 25 мм. В среднем – отмечаются более округлые формы (в т.ч. отдельные «шарики») и соответствующие агрегаты размером от 2-3 до 10 мм. В нижнем – существенно более мелкие округлые, комковатые, сферические глобули. Агрегаты



Рис. 2. Глобули из верхнего (А), среднего (Б) и нижнего (В) слоев рудной зоны.

плотные, массивные. В их состав входят: карбонаты, глинистые минералы, пирит, кварц (и другие минералы кремнезема), оксиды железа (магнетит, титаномagnetит) и титана (ильменит), пластинчатые черные полупрозрачные на тонких сколах минералы, и др. Глобули отличаются от выделенных ранее (в разрезе ВПП-1/15 [3]) более темным серо-зеленым цветом, что свидетельствует в пользу значительного разнообразия их химического и минерального составов (присутствия «цветных минералов», что и подтверждается на основании электронно-микроскопических исследований, см. ниже). Кроме того, визуально отмечается высокое содержание пирита в составе агрегатов – до 25 об.% и наблюдается рост концентраций  $\text{FeS}_2$  к нижнему слою зоны. По данным ИК-спектроскопии к основным (по объемному содержанию) минералам кроме пирита относятся: магнезиальный кальцит и смектит; каолинит - в подчиненном положении. Глобули характеризуются разнообразным микростроением и составом (рис. 3).

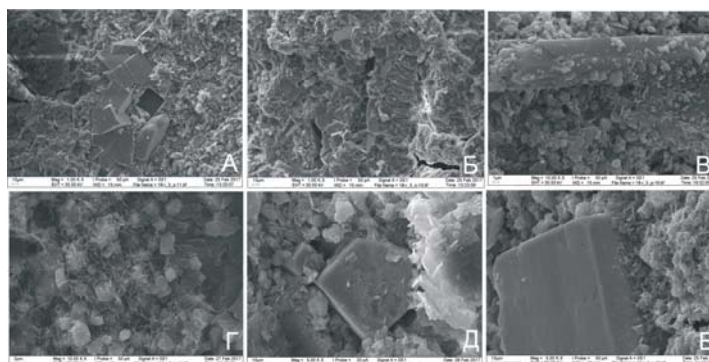


Рис. 3. Строение глобулей по данным сканирующей электронной микроскопии (СЭМ LEO 1450VP, геологический факультет МГУ). А – агрегаты кристаллов пирита в карбонатно-глинистой матрице, внизу – крупный кристалл ильменита; Б – основная матрица глобулей, сложенная карбонатами, смектитом и пиритом; В – кристалл апатита и глобулярная микроструктура основной массы; Г – микрокристаллы пирита в тонкодисперсной матрице смектита; Д – кристалл пирита с минеральными образованиями на его поверхности; Е – микрослой на поверхности кристалла пирита.

Многие участки представлены сростками кристаллов пирита идеально правильной кубической формы, образующими каркас матрицы (рис. 3А). Матрица сложена карбонатами (слоистые микроструктуры на рис. 3Б) и смектитом, образующим ажурные и глобулярные формы. Выделяются хорошо окристаллизованные удлиненные кристаллы фосфатов (вероятно, апатита) в ассоциации с смектитом и карбонатами (рис. 3В). Характерно также высокое содержание других фосфатов, а также микрокристаллов пирита в массе глинистых минералов (рис. 3Г). Выявляется микроглобулярная структура поверхности кристаллов пирита за счет образования других минеральных фаз (слоистые силикаты ?, рис. 3Д), а также слоистость поверхности пирита (рис. 3Е).

Микрозондовые исследования в ИВиС ДВО РАН выявили еще большее разнообразие структур и состава глобулей. Отдельные частицы имеют брекчиевидную структуру основной массы (рис. 4А). Цемент представлен карбонатами (или алюмосиликатами); обломки-фрагменты - глинистыми минералами, кварцем, опалом,

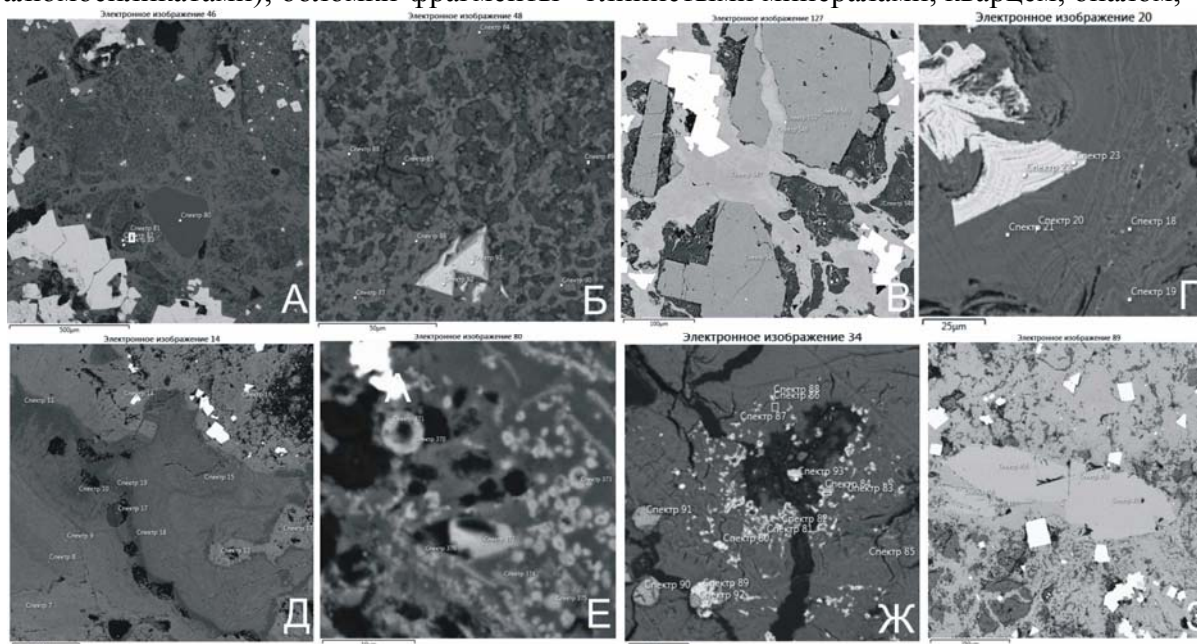


Рис. 4. Микростроение глобулей по данным микрозондовых исследований в ИВиС ДВО РАН.

оксидами железа, фосфатами, и др. Наиболее типична относительно однородная структура глобулей, определяемая преобладанием в основной массе карбонатов, включающих кристаллы других минералов или поры, выполненные смектитом, фосфатами, оксидами и др. (рис. 4Б). Развита система микротрещин в кристаллах и основной матрице (рис. 4В). Характерна также зональность в пирите, обусловленная минеральными фазами титана; зональность основной массы определяется распределением фосфатов (водных фосфатов Al, Fe, Ca, Na и др.) (рис. 4Г); зональность в карбонатах – повышенным содержанием Mn (до 12-15 %) в отдельных микрослоях (рис. 4Д). Фосфаты образуют микро-наноглобулярные структуры (рис. 4Е). Обнаружена редкоземельная минерализация – в виде мелких (до 5 мкм) кристаллов, концентрирующихся вокруг пор и микротрещин (рис. 4Ж). Подтверждается наличие крупных кристаллов (до 1.5 – 2.0 мм) амфибола (рис. 4З) – пластинчатого черного минерала, отмеченного выше. Амфибол диагностирован как эденит на основании порошковой рентгеновской дифракции и электронно-зондового микроанализа, выполненных в ресурсных центрах СПбГУ. Минеральный состав приведен в таблице.

**Таблица. Минеральный состав глобулей рудной зоны Восточно-Паужетского т/п по данным микронзондовых исследований (ИВиС ДВО РАН), а также рентгеноструктурных исследований (СПБГУ) и ИК-спектроскопии (ИВиС)**

| № п.п. | Название                                                                                                              | Состав (общая формула)                                                                                                                                                                                                                                                     |
|--------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1      | Кальцит                                                                                                               | $\text{CaCO}_3$                                                                                                                                                                                                                                                            |
| 2      | Магнезиальный кальцит                                                                                                 | $\text{Ca}(\text{Mg})\text{CO}_3$                                                                                                                                                                                                                                          |
| 3      | Манганокальцит                                                                                                        | $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{CO}_3$                                                                                                                                                                                                                                        |
| 4      | Смектит                                                                                                               | $\text{Na}(\text{H}_2\text{O})_4(\text{Al}, \text{Mg})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$                                                                                                                                                                           |
| 5      | Каолинит                                                                                                              | $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$                                                                                                                                                                                                                          |
| 6      | Кварц, опал                                                                                                           | $\text{SiO}_2$                                                                                                                                                                                                                                                             |
| 7      | Эпидот                                                                                                                | $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$                                                                                                                                                                                         |
| 8      | Калиевый полевой шпат                                                                                                 | $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$                                                                                                                                                                                                                                        |
| 9      | Амфибол (эденит)                                                                                                      | $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{AlSi}_7\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$<br>$(\text{Na}_{0.46}\text{K}_{0.04})(\text{Ca}_{1.71}\text{Mn}_{0.05})(\text{Mg}_{2.99}\text{Fe}_{1.77}\text{Ti}_{0.21})(\text{Si}_{6.74}\text{Al}_{1.26})\text{O}_{21.1}(\text{OH})_{2.9}$ |
| 10     | Апатит                                                                                                                | $\text{Ca}_2\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH})_2$                                                                                                                                                                                                             |
| 11     | Пирит                                                                                                                 | $\text{FeS}_2$                                                                                                                                                                                                                                                             |
| 12     | Сфалерит                                                                                                              | $\text{ZnS}$                                                                                                                                                                                                                                                               |
| 13     | Халькопирит                                                                                                           | $\text{CuFeS}_2$                                                                                                                                                                                                                                                           |
| 14     | Ильменит                                                                                                              | $\text{FeTiO}_3$                                                                                                                                                                                                                                                           |
| 15     | Рутил                                                                                                                 | $\text{TiO}_2$                                                                                                                                                                                                                                                             |
| 16     | Титанит                                                                                                               | $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]$                                                                                                                                                                                                                                                |
| 17     | Магнетит (титаномагнетит)                                                                                             | $\text{FeFe}_2\text{O}_4(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$                                                                                                                                                                                                                         |
| 18     | Циркон                                                                                                                | $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$                                                                                                                                                                                                                                                  |
| 19     | Водные фосфаты (наиболее вероятны фосфаты Al, Na, Ca, Fe, Mn: варисцит, метаварисцит, минералы группы виксита, и др.) |                                                                                                                                                                                                                                                                            |

### Заключение

В основании толщи глин Восточно-Паужетского термального поля выделена пологопадающая рудная зона сложного состава. Зона образована в результате разгрузки щелочных металлоносных термальных вод. Движение растворов из глубины связано с магматическими телами, а в приповерхностных горизонтах термального поля приурочено к апикальным частям субинтрузивного тела среднего-основного состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (16-05-00007а) и ДВО РАН (15-I-2-065). Исследования проведены с использованием оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

### Список литературы

1. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
2. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с
3. Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С., Философова Т.М. Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2015, г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 282-285.
4. 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.
5. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

## **Моделирование влияния инъекции холодной воды на гидротермальный резервуар на примере гидротермальной системы Долины Гейзеров**

**Т.В. Рычкова**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: tvr62@mail.ru*

Создана 2D модель неглубокозалегающего продуктивного резервуара, позволившая понять основные особенности инъекции холодной воды из озера через каналы затопленных гейзеров, и через размытые селевыми потоками окна в водоупорном слое на участке, выше по течению реки Гейзерной. Проанализированы результаты мониторинга за режимом основных гейзеров, а также результаты моделирования последствий инъекции холодной воды в локальную часть гидротермальной системы Долины Гейзеров.

### **Введение**

Подпрудное озеро, сформировавшееся в результате катастрофического оползня, стало областью инъекции холодной воды в оставшуюся часть гидротермальной системы Долины Гейзеров.

Для мониторинга химических и термогидродинамических изменений в кипящих источниках и гейзерах на Нижнем Гейзерном поле были выбраны кипящий источник Аверий (№ 21), гейзеры Великан (№ 23) и Большой (№ 28).

Начиная с июля 2007 года, с помощью температурных логгеров нами фиксировались интервалы между извержениями гейзеров Великан и Большой. С помощью логгеров давления регистрировался уровень воды в озере Подпрудном. Начиная с мая 2012 года, с помощью логгеров проводимости непрерывно оценивалось изменение концентрации Cl-иона и одновременно - динамика изменения величины скрытой разгрузки и тепловой мощности гидротермальной системы.

В результате наблюдений было установлено, что после оползня 2007 г. режим работы гейзера Большого стал зависим от уровня воды в озере Подпрудном и средний период его извержений (с 2007 по 2013 гг.) снизился от 108 мин [1] до 63 мин.

Средний интервал между извержениями гейзера Великан до катастрофического оползня составлял 375-379 мин. [1]. С июля 2007 г. по сентябрь 2013 года, средний интервал между извержениями гейзера Великан снизился до 340 мин.

Кроме того, период инъекции из озера для гейзеров Большой и Великан характеризуется изменяющейся концентрацией хлор-иона с фиксированным максимумом (разбавление 23% и 12%, соответственно).

Для оценки влияния Подпрудного озера на уменьшение периода извержений гейзеров и изменяющуюся концентрацию хлор-иона была создана 2D модель гейзерного резервуара. TOUGH2-моделирование было также применено для проверки одной из альтернативных гипотез о влиянии озера на гидротермальную систему - охлаждение резервуара и снижение гейзерной активности.

Позиции основных гейзеров самой активной части гейзерной разгрузки Долины Гейзеров показаны на рис. 1.

### **Модель гейзерного резервуара**

На рис. 2 изображена геометрия TOUGH2-EOS1 + tracer модели [2, 4], включающей моделирование процесса переноса трассера (в качестве которого рассматривается Cl ион). Модель охватывает неглубокозалегающий продуктивный гейзерный резервуар вдоль линии разреза АВ (рис. 1). Резервуар состоит из докальдерных верхне-плейстоценовых проницаемых озерных туфов и осадочных



отложений, которые осложнены комплексом даек ( $Q_3^{ust}$ ) устьевой пачки. Горизонтальные размеры модели продуктивного гейзерного резервуара охватывают площадь  $1000 \text{ м} \times 200 \text{ м}$ . Нижняя граница резервуара задана на а.о. 350 м. Верхняя граница совпадает с топографической поверхностью. В 2D модели использована регулярная прямоугольная вычислительная сетка ( $100 \text{ Ч } 1 \text{ Ч } 60$ ,  $DX = 10 \text{ м}$ ,  $DY = 100 \text{ м}$ , и  $DZ = 2 \text{ м}$ ).

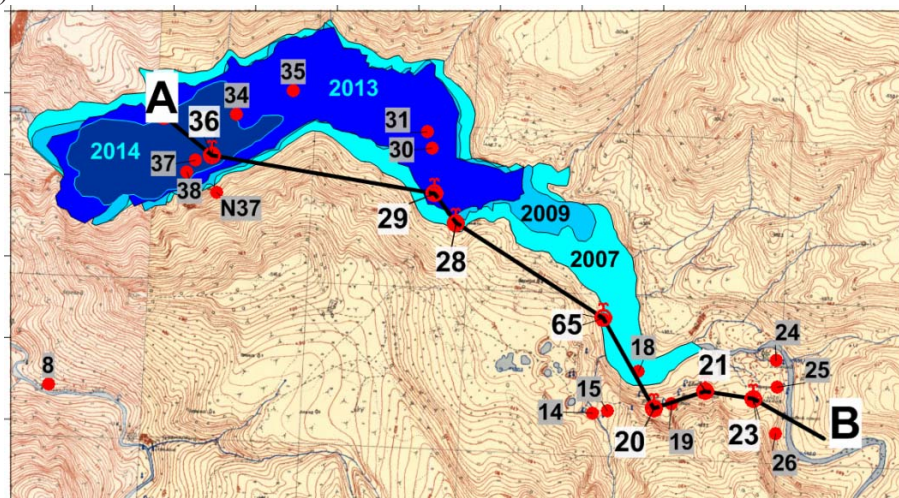


Рис. 1. Схема основного гейзерного резервуара гидротермальной системы Долины Гейзеров и позиции основных гейзеров (номера из табл. 1 [3]). Цветом показано распространение площади Подпрудного озера в 2007, 2009, 2013 и 2014 годах.

Зонирование модели (рис. 2) включает домен резервуар (RESERVOIR) и домен CAPROCK (относительный водоупор) с термическими и петрофизическими свойствами, отраженными в табл. 1 [7]. Условия питания были заданы в домене UPFLO: массовый тепловой поток  $5,2 \times 10^{-3} \text{ кг/с м}^2$ , с энтальпией  $504 \text{ кДж/кг}$  ( $120^\circ \text{ C}$ ), а также массовый поток хлор-иона  $4,86 \times 10^{-6} \text{ кг/с м}^2$  (соответствует концентрации хлора  $900 \text{ мг/л}$ ), что соответствует массовому расходу  $260 \text{ кг/с}$ . На верхней границе модели задано фиксированное состояние (давление 1.5 бара, температура  $10^\circ \text{ C}$ , и массовая концентрация  $\text{Cl } 2 \times 10^{-6}$ ). Вертикальные границы модели термогидродинамически изолированы.

Разгрузка гейзеров и кипящих горячих источников на модели была задана как самоизливающиеся скважины с давлением в скважине, соответствующем гидростатическому давлению на данной глубине, и индексом продуктивности равным  $1 \times 10^{-7} \text{ м}^2$ .

### Результаты моделирования

Моделирование естественного состояния показало довольно однородные температуру и концентрацию хлора в продуктивном неглубокозалегающем гейзерном резервуаре (рис. 3 А). Восходящий поток горячей воды в основном разгружается в гейзеры, заданные на модели как скважины. Инжекция холодной воды (с температурой  $10^\circ \text{ C}$ ) из Подпрудного озера задана в модели как фиксированное состояние вдоль каналов затопленных гейзеров 36, 29, 28 (см. рис. 3 В) и в некоторых локальных районах выше по течению р. Гейзерной, где водоупорный слой был поврежден незначительными наводнениями и селями (2011-2013 гг.). На этом (втором) этапе моделирования время задано на 3 года. Затем, когда гейзер Большой возобновил свою работу, моделирование задано еще на 4 года (2010 - 2014 гг.) (рис. 3 С).

Дополнительный сценарий моделирования предполагал возможность дополнительного поступления холодной воды в течение 2010-2014 гг. в районе выше по потоку от гейзера Великан (рис. 3 D). Эта зона инъекции холодной воды была "подсказана" самой программой для соответствия модельного периода извержений гейзера Великан и пониженного наблюдаемого. Дополнительная зона инъекции могла быть создана в результате регулярных селевых потоков (2011-2013 гг.), которые могли разрушить верхний относительный водоупор гейзерного резервуара в русле р. Гейзерной.

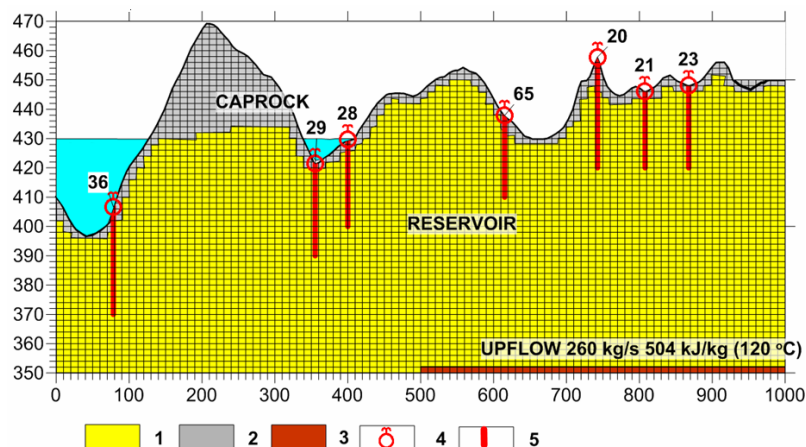


Рис. 2. Разрез по линии АВ основного гейзерного резервуара гидротермальной системы Долины Гейзеров, линия разреза показана на рис. 1. На рисунке показана вычислительная сетка 2D модели гейзерного продуктивного резервуара и позиции гейзеров (в модели заданы как скважины). Легенда: 1, 2, 3 - домены модели (1 - резервуар (RESER), 2 – водоупорный слой (CAPRK) и 3 - зона восходящего потока теплоносителя (UPFLO)); 4 – устья гейзеров; 5 - каналы гейзеров. Гейзеры 28, 29, и 36 действуют как инжекторы холодной воды (INJEC) после оползня 03.06.2007.

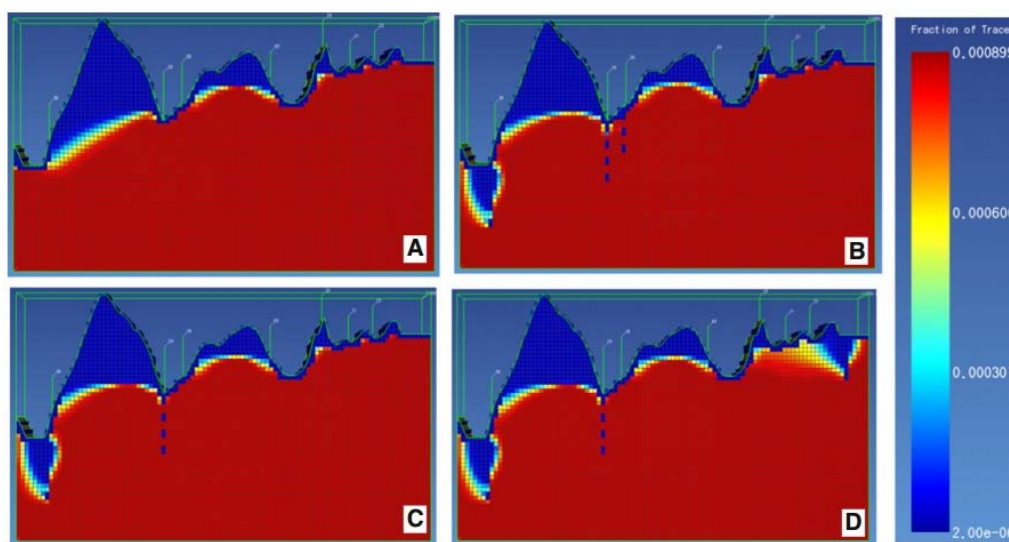


Рис. 3. Моделирование TOUGH2-EOS1+tracer (распределение массовой доли Cl иона): А) - установившееся естественное состояние гидротермальной системы (до инъекции холодной воды из озера Подпрудного); В) - состояние на 2010 г., спустя 3 года инъекции холодной воды из Подпрудного озера через каналы гейзеров 36, 29, 28; С) – состояние на 2014 год, спустя еще 4 года инъекции холодной воды из озера через каналы гейзеров 36, 29; D) то же, что и С, но с дополнительной инъекцией холодной воды выше по течению реки Гейзерной (справа на модели). Масштаб шкалы от 2e-6 до 900e-6.



Оба сценария моделирования (С и D), показали значительное увеличение расхода разгрузки гейзера Большой (+54,6%), сценарий моделирования D также показал некоторое увеличение разгрузки гейзера Великан (+ 5,9%). Тем не менее, моделирование не показало существенного изменения по хлору, хотя в действительности такое разбавление наблюдается в гейзерах Большой и Великан.

Таким образом, сценарии моделирования (С и D) объясняют значительное уменьшение периода извержений гейзера Большой (-54,6%) как результат увеличения его расхода разгрузки, если мы допускаем, что период извержений имеет обратную зависимость от среднего расхода разгрузки гейзера в течение полного цикла. Модель по сценарию D (с дополнительной инъекцией выше по р. Гейзерной) объясняет наблюдаемое уменьшение периода извержений гейзера Великан (-5,9%) в течение 2011-2013 гг.

Как уже упоминалось выше, оба сценария (С и D) не предсказывали разбавление по хлору в гейзере Большом (№ 28) в те периоды, когда он оказывался выше уровня воды в озере. Значительное разбавление по хлору в гейзере Большом (-23%) можно отнести к наблюдаемому прямому притоку холодной воды в канал гейзера через открытое отверстие в конусе гейзера. Разбавление хлора в гейзере Великан может быть объяснено дополнительной инъекцией холодной воды в область речного дна выше по потоку от гейзера Великан.

### **Выводы**

1. Модельная разгрузка гейзеров выросла вследствие увеличения давления в резервуаре из-за инъекции холодной воды, что соответствует наблюдаемому уменьшению периода извержений наблюдаемых гейзеров.
2. Вопреки предположению, что инъекция холодной воды из озера приведет к остыванию резервуара, необходимо отметить, что семилетняя инъекция в целом не повлияла на изменение температуры в резервуаре. Модельные гейзеры и источники, в каналы которых заливалась вода, однозначно показывали снижение температуры; но те источники и гейзеры, в которые не попадала вода, показали прямую зависимость температуры от давления: если давление в резервуаре возрастало – температура тоже возрастала, если давление падало – температура падала. И в том и в другом случае, температура, в целом, восстанавливалась, т.е. с течением времени термодинамическая система приходила в состояние равновесия.
3. Моделирование также показало разбавление хлора в гейзере Великан как следствие предполагаемой дополнительной инъекции холодной воды выше по потоку от гейзера Великан. Разбавление хлора в гейзере Большом (-23 %) можно объяснить наблюдаемым поступлением холодных поверхностных потоков через открытое отверстие в конусе гейзера.

Работы выполнялись при поддержке РФФИ по проекту 15-05-00676.

### **Список литературы**

1. Дроздин В.А. 2007. <http://www.ch0103.emsd.ru/>
2. Finsterle, S. iTOUGH2 User's Guide // Lawrence Berkeley National Laboratory Report LBNL-40040. Berkeley. CA. USA. 1999. 130 p.
3. Kiryukhin A. Modeling and observations of geyser activity in relation to catastrophic landslides–mudflows (Kronotsky nature reserve, Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. № 323. P. 129-147.
4. Pruess, K., Oldenburg, C., and Moridis, G. TOUGH2 User's Guide, Version 2.0. Rep. LBNL-43134, Lawrence Berkeley Natl. Lab., Berkeley, California. 1999. 198 p.

**Аваруит из шлиховых проб бассейна р. Белой (гипербазитовый массив г. Солдатской, п-ов Камчатский Мыс)****Д.П. Савельев, Т.М. Философова***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: saveljev@kscnet.ru*

В работе представлены результаты изучения зерен аваруита, выделенных из магнитной фракции шлиховых проб, отобранных в отложениях водотоков, дренирующих гипербазитовый массив г. Солдатской, п-ов Камчатский Мыс. В сростании с аваруитом описаны вайраут, самородная медь, включения сульфидов и арсенида Fe и Ni с примесью Co. В аваруите наблюдались микровключения осмия, платины, золота и комплексного состава – до четырех платиноидов вместе.

Одним из важных вопросов геологического строения Восточной Камчатки является оценка минерагенических перспектив офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. С целью получения новых данных по этому вопросу, летом 2016 года было проведено шливовое опробование р. Белой и ее правых притоков, дренирующих гипербазитовый массив г. Солдатской. Массив сложен преимущественно гарцбургитами и дунитами, в различной степени серпентинизированными [1]. По-видимому, серпентиниты и являются основным источником аваруита, выделенного из магнитной фракции шлиховых проб. Наибольшее количество зерен аваруита выделено из проб, отобранных в отложениях правого притока р. Белой, размывающего зону серпентинитового меланжа. Всего из 12 шлихов было выделено около 2100 зерен аваруита, которые были изучены в ИВиС ДВО РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 с аналитической приставкой X-MAX 50. Зерна исследовались как в полированных шашках с углеродным напылением, так и в объемном виде на электропроводящем скотче (рис. 1а, б).

Данные по составу аваруита показывают практически непрерывный ряд  $\text{FeNi}_2$  –  $\text{FeNi}_3$ , часто отмечается примесь Co до 4 вес.%, иногда – Cu до 6 вес.%. В некоторых зернах наблюдались реликтовые выделения сульфидов – пентландита (рис. 1в), кобальтпентландита (до 42 вес.% Co), хизлевудита ( $\text{Ni}_3\text{S}_2$ ), микровключения сульфида кадмия, арсенида никеля, сульфида кадмия и меди. В отдельных зернах аваруита отмечены выделения вайраута (с соотношением Co/Fe = 0.4 – 0.9 в ат.%), наблюдались также зерна самородной меди и сростания аваруита с медью (рис. 1г). В сростании с медью отмечена также железоникелевая фаза с соотношением Ni/Fe = 1.6 – 1.7 (в ат.%).

Около 20 зерен аваруита содержали микровключения платиноидов и золота, максимальный размер которых 2 x 5 мкм. Состав микровключений следующий: Os, Os+Ir+Ru±As, Pt, Pt+Ir, Os+Ir+Pd+Pt, Ir+Pt+Os+Ru±As, Pd+Cd+Cu, Au+Ag+Pd, Au+Pt+Pd, Au+Ag. В одном из зерен аваруита наблюдалось включение кобальтпентландита, обогащенного Ru (до 10 вес.%), размером 10 x 7 мкм с микровключением иридистого осмия. Отмечено также микровключение состава примерно  $(\text{Fe,Ni})_4\text{Sb}$  с примесью Ru, Ir и Os. Одно из зерен аваруита было «нашпиговано» микровключениями осмия размером 0.5–5 мкм (рис. 1д). Размеры микровключений сложного состава не позволяют количественно определить состав минеральных фаз, поскольку в анализ попадают элементы вмещающего аваруита, однако можно уверенно говорить о присутствии четырех различных платиноидов в некоторых точках (рис. 1е).

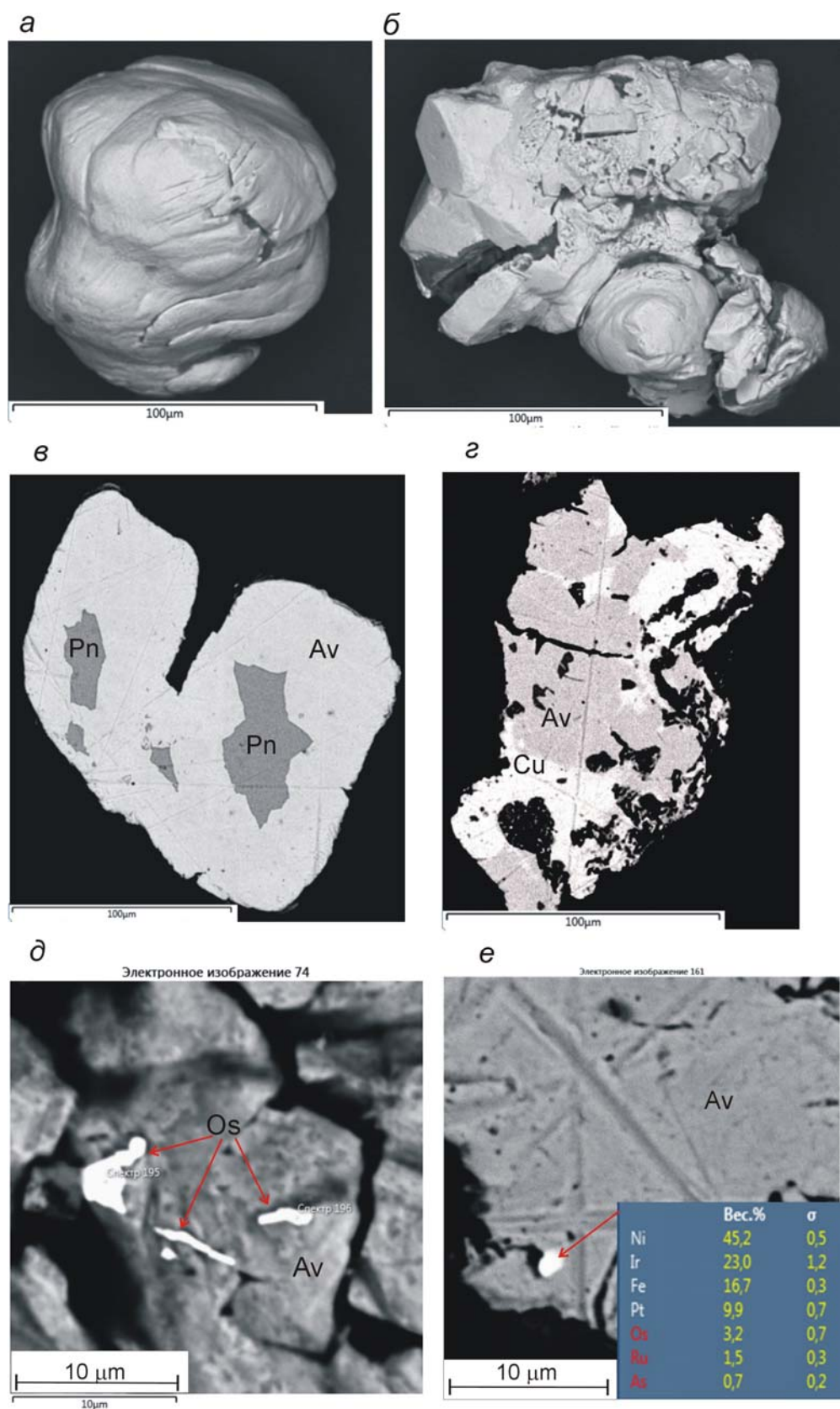


Рис. 1. Аваруиты из шлиховых проб бассейна р. Белой, фото в обратно рассеянных электронах. а, б – общий вид зерен; в – включения пентландита (Pn) в аваруите (Av); г – сростание самородной меди (Cu) с аваруитом, д – микровключения осмия в аваруите, е – комплексное микровключение состава Ir+Pt+Os+Ru±As в аваруите.

Основные результаты нашего исследования частично повторяют данные, полученные Р.М. Новаковым с соавторами [3], который описал аваруиты в оливиновых вебстеритах массива г. Солдатской и в шлиховых пробах из левого притока р. Белой. Однако в изученных нами аваруитах значительно разнообразнее микровключения благородных металлов – платиноидов и золота. Также нами наблюдались более широкие колебания составов аваруита, вайрауита и пентландита, чем описано в [3]. Наблюдаемые нами составы аваруита и вайрауита из шлиховых проб бассейна р. Белой сходны с составами этих минералов, описанными Е.И. Сандимировой с соавторами для гипербазитового массива г. Попутной [5] и для гипербазитового массива Гальмознан [6].

Образование аваруита, самородных золота, меди и платиноидов связывается с серпентинизацией и постмагматическими процессами восстановления металлов из сульфидных фаз [2, 7]. Микровыделения платиноидов в аваруите подчеркивают его происхождение за счет первичных железо-никелевых и железо-медно-никелевых сульфидов, содержащих ЭПГ.

Находки в аваруите микровключений комплексного состава – с несколькими платиноидами и золотом дополняют полученные нами данные о микровключениях благородных металлов в сульфидных глобулях в меловых пикритах того же офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс [4]. Эти данные подчеркивают генетическое единство комплекса и перспективы его платиноносности.

Огромная благодарность В.С. Успенскому, В.Ф. Богдановой и А.А. Кандрину, принимавшим участие в полевых работах на п-ове Камчатский Мыс в 2016 г.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00546 и программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», проект № 15-I-2-045.

### Список литературы

1. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2007. 226 с.
2. Новаков Р.М., Иванов В.В., Трухин Ю.П., Панова Е.Г. Медно-никелевая и благороднометалльная минерализация в оливиновых вебстеритах п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 4. С. 83–97.
3. Новаков Р.М., Москалева С.В., Иванов В.В., Паламарь С.В. Пентландиты и аваруиты гипербазитового массива горы Солдатской (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2014. № 2 (Выпуск 24). С. 137–146.
4. Савельев Д.П., Филофова Т.М. Благородные металлы и интерметаллиды в сульфидах из меловых пикритов п-ова Камчатский Мыс // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 288–290.
5. Сандимирова Е.И., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. Акцессорные минералы железа и никеля гипербазитового массива горы Попутной (Восточная Камчатка) // Записки РМО. Ч. CXLIV. № 2. 2015. С. 72–82.
6. Сандимирова Е.И., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. Самородные кобальт-железо-никелевые фазы из коренных пород гипербазитового массива Гальмознан (Камчатка, Корякское нагорье) // Тезисы докладов ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 289–292.
7. Сидоров Е.Г. Самородные никелевые металлы в гипербазитах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 6. С. 1456–1459.

**Минеральный состав гидротермальных глин, сформированных под действием разгрузок различного типа****А. В. Сергеева***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский**e-mail: [valraf2009@yandex.ru](mailto:valraf2009@yandex.ru)*

В работе исследуется связь состава минеральных ассоциаций гидротермальных глин и типов термопроявлений, в которых они сформировались. Смесь новообразованных каолинита и Na, Са-сметита формируется в грязевых котлах, на участках прогретого грунта доминирует каолинит, часто в ассоциации с минералами группы алунита. Стенки парогазовых струй могут содержать как каолинит-алунитовую, так и каолинит-сметитовую ассоциации, иногда их смесь, часто присутствует опал.

**Введение**

Глинистые толщи современных термоаномалий характеризуются локальной неоднородностью минерального (фазового) состава, как в направлении, нормальном по отношению к дневной поверхности, так и в тангенциальном [1].

Своим формированием глинистые толщи обязаны разгрузкам термальных вод и парогазовых струй на поверхности или вблизи нее. Формирующиеся глинистые плащи в дальнейшем начинают играть активную роль в режиме функционирования термоаномалии, а именно: роль теплового экрана, сорбента ряда элементов (т. н. геохимический барьер), роль реакционного пространства и т.д. Локальные различия в характере термопроявлений (грязе-водные котлы, парогазовые струи, участки прогретых грунтов) обуславливают дальнейшие локальные различия минерального (фазового) состава глин. Вертикальная же зональность обусловлена преимущественно распределением температуры и состава поровых растворов.

Исследуемые термальные поля расположены в Паужетско-Камбально-Кошелевском районе (Южная Камчатка). Этот район располагается на сочленении трех вулканических поясов и отождествляется с длительноживущим вулканическим центром [2]. Район характеризуется наличием термоаномалий, послуживших источником исследуемых образцов: Восточно-Паужетское, Верхне-Паужетское, Нижне-Кошелевское, Верхне-Кошелевское, Северо-Камбальные паровые струи, Южно-Камбальное Дальнее поле и др.

Условно можно выделить несколько разновидностей, или режимов функционирования разгрузок, в той или иной степени присутствующих на исследованных термальных полях. Во-первых, грязе-водные котлы, которые характеризуются непрерывным барботированием глинистой взвеси в термальном растворе, температура большинства котлов около 100 °С. Во-вторых, парогазовые струи, представляющие собой поток пара, поступающий на дневную поверхность по системе трещин. Температура струи при выходе ее на поверхность так же около 100 °С. В-третьих, отдельно можно рассматривать участки прогретых грунтов. Здесь перенос тепла осуществляется путем инфильтрации потока нагретого флюида, либо по системе мелких трещин. Температура прогретых участков грунта, как правило, ниже 100 °С. Термоаномалии весьма динамичны, разные типы разгрузок могут переходить друг в друга, например, нередко можно наблюдать взаимный переход парогазовая струя ↔ грязе-водный котел.

### Методика эксперимента

Образцы глинистых минералов были отобраны в период 2011 – 2016 г. на термальных полях Паужетско-Камбально-Кошелевского района. Были опробованы различные по характеру термопроявления: грязевые и грязе-водные котлы, парогазовые струи, участки прогретого грунта. Перед инструментальными исследованиями образцы были подвергнуты стандартным процедурам выделения глинистой, тяжелой и легкой фракций. В дальнейшем выделенные фракции исследовали методами инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии.

Инфракрасные спектры были записаны с помощью ИК спектрофотометра с Фурье-преобразованием IR Affinity (Shimadzu) в диапазоне волновых чисел  $400 - 4000 \text{ см}^{-1}$ , с разрешением  $4 \text{ см}^{-1}$  и числом сканов 80. Образцы для исследования растирали в агатовой ступке с бромидом калия и прессовали в таблетки. Дифрактограммы были записаны на рентгеновском дифрактометре XRD 7000 (Shimadzu) в диапазоне  $4 - 50^\circ 2\theta$ , с шагом  $0,05^\circ 2\theta$ . Был использован режим непрерывного сканирования со скоростью  $0,5^\circ/\text{мин}$ , что соответствует выдержке в точке 6 с, скорость вращения образца составляла 30 об/мин. Для образцов, содержащих смектит, дифрактограммы были записаны как в воздушно-сухом, так и в насыщенном глицерином состояниях. Дешифровка дифрактограмм была проведена с помощью программы PowderCell 2.4 путем наложения экспериментальных и теоретически рассчитанных кривых.

### Обсуждение результатов

Исследование глинистой пульпы грязе-водных котлов показало, что в большинстве случаев глинистая фракция состоит из смектита и каолинита, плохо закристаллизованных, новообразованных. На рис. 1 показаны типичные инфракрасные спектры глинистой фракции грязе-водных котлов с pH выше 3,5.

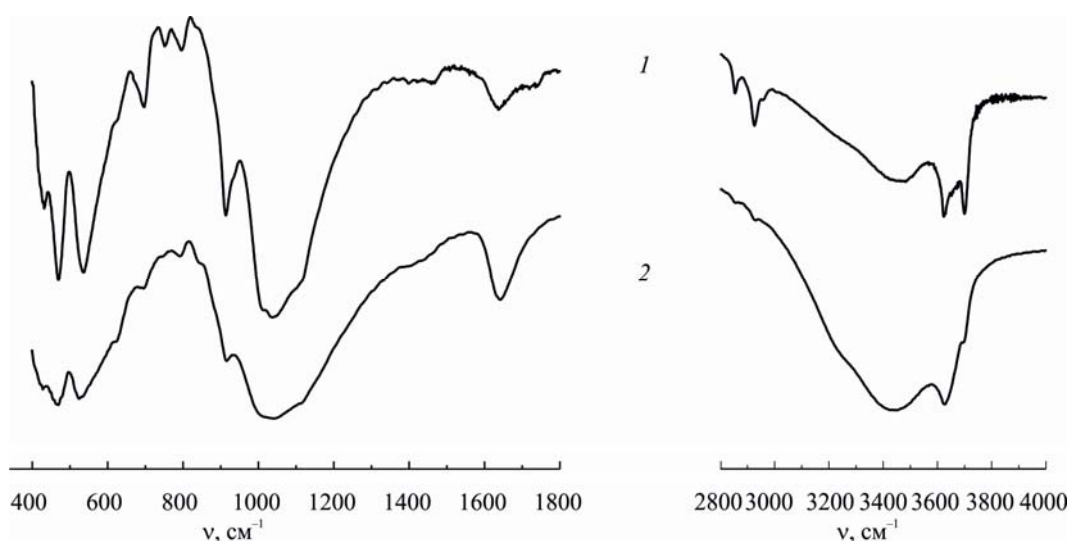


Рис. 1. Инфракрасные спектры пропускания глинистых фракций грязе-водных котлов, кривые 1 и 2 отличаются содержанием каолинита во фракциях: кривая 1 отвечает большему содержанию каолинита

На спектрах пропускания полосы каолинита расположены при  $3700$  и  $3620 \text{ см}^{-1}$ , так же на присутствие каолинита указывает характерная полоса, проявляющаяся в виде плеча около  $940 \text{ см}^{-1}$ , рядом с узкой полосой  $915 \text{ см}^{-1}$ . Большинство полос каолинита и смектита перекрываются, ввиду того, что эти минералы обладают общими структурными фрагментами.



В составе глинистой фракции грязе-водных котлов прослеживается зависимость от pH раствора. В растворах, pH которых выше 3,5, близок к нейтральному, преобладает смесь каолинита со смектитом (монтмориллонитом), при pH около 2 – 3 доминирует каолинит, опал, иногда встречаются минералы группы алунита, смектит не образуется ввиду его высокой растворимости.

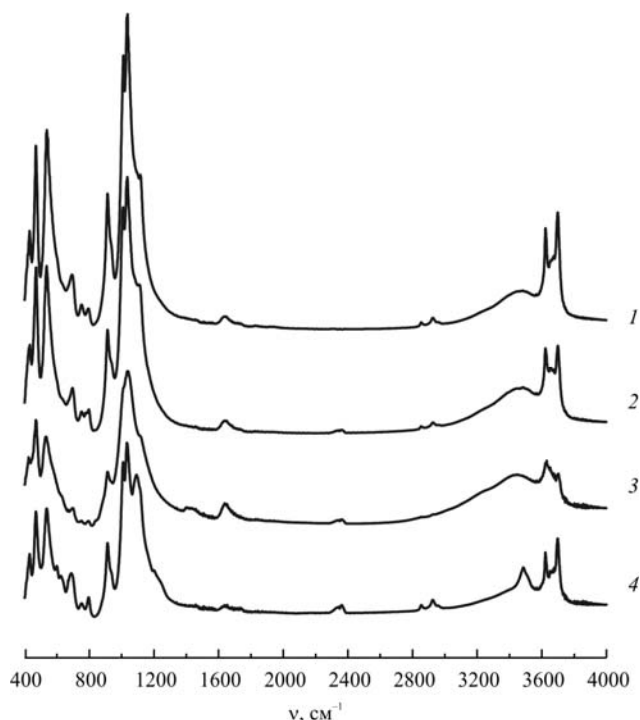


Рис. 2. Спектры поглощения глинистой фракции парогазовых струй, 1, 2 – каолинит различной степени структурного совершенства, 3 – новообразованный каолинит в смеси со смектитом, 4 – каолинит в смеси с алунитом

На теплых грунтах и в стенках парогазовых струй чаще всего доминирует каолинит (рис. 2, кривые 1, 2), нередки его ассоциации с минералами группы алунита (рис. 2, кривая 4), причем из алунитовых минералов чаще всего встречаются натроалунит и аммонийорозит. Смесь новообразованного каолинита со смектитом (рис. 2, кривая 3), встречающаяся на некоторых участках, указывает на то, что в недавнем прошлом данное термопроявление функционировало как грязе-водный котел.

Тяжелая фракция гидротермальных глин представлена чаще всего пиритом, марказитом (рис. 3), гематитом, магнетитом, баритом и некоторыми другими минералами. В грязе-водных котлах формируется пирит, примеси марказита редки и его количество незначительно. Напротив, в стенках парогазовых струй ассоциация пирита и марказита весьма распространена, причем количества пирита и марказита сопоставимы. Так же в стенках парогазовых струй и на прогретых участках грунта можно встретить гематит, магнетит, гетит и некоторые другие минералы. Последнее обстоятельство объясняется окислением железа, находящегося в термальном растворе, кислородом воздуха.

Пирит, как и смектит, образуется при участии растворов с не слишком низким pH, поэтому пирит-смектитовая ассоциация довольно распространена и указывает на наличие в прошлом грязе-водного котла с pH, близким к нейтральному. Смесь пирита, марказита и каолинита, нередко с примесью опала и -кварца, часто определяемая как «синие глины», формируется с участием парогазовых струй. Возможно, именно по этой причине горизонт «синих глин» является барьером ряда элементов [3].



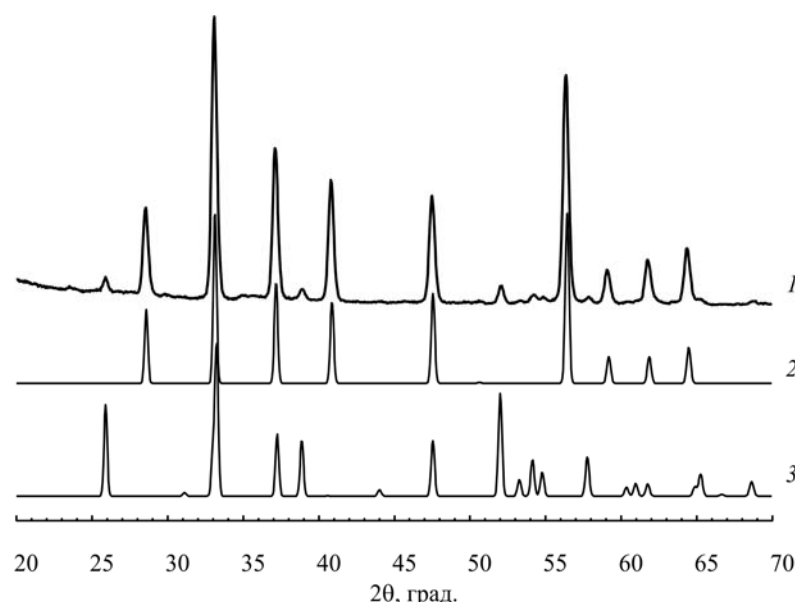


Рис. 3. Дифрактограмма тяжелой фракции глин, составляющих стенки парогазовой струи, 1 – экспериментальная дифрактограмма, 2, 3 – теоретические дифрактограммы пирита и марказита соответственно

### Заключение

Пространственная неоднородность в распределении разгрузок на термальных полях обуславливает неоднородность минерального (фазового) состава гидротермальных глин. В грязе-водных котлах с не слишком низким pH формируется ассоциация смектита (чаще всего монтмориллонита), каолинита и пирита, иногда с примесью марказита, гетита, гематита. Новообразованные филлосиликаты обладают низким структурным совершенством. На участках прогретого грунта доминирует каолинит, часто в смеси с минералами группы алунита. Стенки парогазовых струй, длительное время функционирующие в указанном режиме, состоят, как правило, из каолинита, опала с примесью минералов группы алунита. Если же парогазовая струя в недавнем прошлом функционировала как грязе-водный котел, то ее стенки будут сложены смесью новообразованного каолинита, смектита и пирита. Если pH термального раствора ниже ~3,5, то смектит и пирит не формируются, вместо них присутствует смесь каолинита, опала, -кварца, минералов группы алунита. Алунит и минералы его группы в заметных количествах образуются на сухих участках прогретых грунтов, в грязе-водных котлах их количество мало, либо они вовсе отсутствуют.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 16-05-00007, ДВО РАН 15-I-2-065.

### Список литературы

1. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
2. 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.
3. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. и др. Миграция катионов в гидротермальных глинах: к вопросу металлонности газо-гидротермальных флюидов геотермальных месторождений Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 23 – 36.

**О выносе мышьяка низкотемпературными гидротермами Курильских островов (острова Кунашир, Шиашкотан)**

**К.В. Тарасов, О.М. Топчиева**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: belfast@kscnet.ru*

Исследованы гидротермальные источники островов Кунашир и Шиашкотан (Курильская гряда), определены их физико-химические параметры. Рассмотрены особенности миграции и осаждения мышьяка в гидротермах.

**Введение**

Исследования химического состава гидротермальных источников, а также изучение их придонных осадков, дает возможность выявить условия образования вторичных гидротермальных минералов. Исследованные горячие источники приурочены к вулкану Менделеева (остров Кунашир) и к береговой части острова Шиашкотан.

Вулкан Менделеева довольно хорошо изучен, наиболее значимые работы на нём были проведены С.И. Набоко в 1959 году [10] и Л.М. Лебедевым и др. в 70-х годах [9]; также проведена геологическая съемка масштаба 1: 200 000 [4,6].

Береговые источники острова Шиашкотан изучены Стратулой в 1966 г. [11], Евсеевым и др. [4].

**Геологическое строение**

*Кунашир* — крайний юго-западный остров Большой Курильской гряды. Он отделен от Итурупа проливом Екатерины в 22 км шириной. На острове имеется четыре хорошо выраженных вулкана, все они — действующие. Северную, расширенную часть острова занимают высокие вулканы Тятя и Руруй; остальные два вулкана расположены в южной части острова. Средняя часть острова, между этими двумя группами, представляет область распространения третичных вулканогенных пород с интрузиями гранодиоритов [3].

Нижний структурный ярус Кунашира здесь представлен относительно сильно дислоцированными фациально-изменчивыми основными, средними и кислыми вулканическими породами, песчаниками, конгломератами, алевролитами, выделяемыми в кунаширскую и ловцовскую свиты. Выше залегают породы алёхинской и головнинской свит, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно кислого и среднего составов, хотя среди них встречаются и базальты.

Нижнеплейстоценовые платоэффузивы относятся к образованиям ареального вулканизма и представлены, преимущественно, потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов, бронирующими высокие террасы и выровненные привершинные поверхности рельефа.

Современная вулканическая активность сосредоточена в пределах четырёх вулканов: Головнина, Менделеева, Тятя и Руруй [7].

*Шиашкотан* — один из островов Онекотанского блока Большой Курильской гряды. Основными морфологическими структурами острова являются два многоцентровых вулканических массива среднего плейстоцена-голоцена Синарка и Кунтоминтар [11]. В строении вулканических массивов отмечена [8] смена вверх по разрезу примерно одинаковых комплексов пород, состоящих из переслаивающихся

толщ лавовых и пирокластических потоков базальтового, андезибазальтового и андезитового составов. Фундамент четвертичных вулканов обнажается узкой полосой вдоль Тихоокеанского берега и на перешейке Макарова, разделяющий остров на две части.

Исследуемые гидротермальные поля острова Шиашкотан расположены на Охотоморском побережье (источники Дробные и Башмачные), коренные породы представлены округловской свитой неогенового возраста ( $N_{1-2ok}$ ). Представлена агломератовыми туфами базальтов, андезибазальтов и андезитов, гаиалокластитами андезибазальтов, туфопесчаниками, туффитами, редко базальтами и андезитовыми туфами [4].

### Результаты исследований

Исследования осадка Верхне-Докторских источников (о. Кунашир) выявили, что он представляет собой смесь минералов опала и ярозита. По результатам РФА отмечены очень высокие содержания As (до 10656 г/т), Ba (до 3542 г/т), Pb (до 4774 г/т) (анализ выполнили Е.В. Карташева, Н.Ю. Курносова, В.М. Рагулина; ИВиС ДВО РАН).

Наиболее высокие содержания мышьяка в осадках Башмачных и Дробных источников (о. Шиашкотан) показали образцы гётита (более 64000 г/т и более 6500 г/т соответственно; анализ выполнили Е.В. Карташева, Н.Ю. Курносова, В.М. Рагулина; ИВиС ДВО РАН), отлагающегося в руслах источников.

С целью выявления условий образования минералов, а также объяснения высокое содержание в них мышьяка и других элементов, были изучены физико-химические параметры самих источников (табл.1).

**Таблица 1. Физико-химические параметры, содержания As, Ba, Pb в водах термальных источников островов Кунашир, Шиашкотан**

| Место отбора     | Источники         | pH   | T°C | As<br>(мг/л) | Ba<br>(мг/л) | Pb<br>(мг/л) |
|------------------|-------------------|------|-----|--------------|--------------|--------------|
| Остров Кунашир   | Верхне-Докторские | 2,92 | 52  | 1,5          | 0,13         | 0,16         |
| Остров Шиашкотан | Дробные           | 6,66 | 67  | 2,2          | 0,16         | 0,05         |
|                  | Башмачные         | 6,33 | 56  | 6,4          | 0,9          | 0,05         |

Анализы выполнены: пробы с о. Кунашир – ГИН РАН (Москва); с о. Шиашкотан – МГУ, кафедра геохимии (Москва)

### Обсуждение результатов

Поскольку соединения мышьяка летучи при высоких температурах, он не накапливается в водах гидротермальных источников, где присутствуют возгоны и фумаролы ( $T > 500$  °C). В таких условиях As в большей степени рассеивается в атмосфере, в меньшей – осаждается около устьев фумарол. Например, на Мутновском вулкане, в кратере «Активная воронка», фумаролы (температура в устьях – от 153 до 507 °C, в глубине  $> 700$  °C) выносят на поверхность от 39 до 292,5 кг/сутки мышьяка; также он осаждается как продукт реакций газ – порода в виде мышьяковистой серы (содержание As 35 – 42 масс. %) [5]. Однако, в гидротермальных водах самого вулкана (Донное фумарольное поле) концентрация мышьяка небольшая [1] (табл. 2).

Схожая ситуация наблюдается и на вулкане Менделеева (остров Кунашир) – содержания мышьяка в водах, где присутствует высокотемпературная газовая составляющая (фумаролы), количество As низкое (табл. 2).

**Таблица 2. Физико-химические параметры, содержания As, Ba, Pb в термальных источниках вулканов Мутновский, Менделеева, Кунтоминтар и Синарка**

| №  | Место отбора                           | Источники                                      | pH                  | T°C           | As (мг/л) | Ba (мг/л)      | Pb (мг/л) |
|----|----------------------------------------|------------------------------------------------|---------------------|---------------|-----------|----------------|-----------|
| 1  | Мутновский<br>(юго-восточная Камчатка) | Донное<br>фумарольное<br>поле                  | -0,56<br>до<br>1,95 | 65,5-<br>87,3 | 0,06-0,61 | 0,083-<br>2,13 | -         |
| 2  |                                        | Южная часть<br>Донного<br>фумарольного<br>поля | 0,55<br>до 2,8      | 87,4-<br>92,9 | 0,2-5,7   | 0,017-<br>0,03 | 0,12      |
| 3  | Менделеева<br>(остров<br>Кунашир)      | Столбовские                                    | 6,09                | 78,0          | 0,01      | 0,088          | 0,0005    |
| 4  |                                        | Третьяковские                                  | 7,24                | 95,7          | 0,24      | 0,014          | 0,0002    |
| 5  |                                        | Верхне-<br>Менделеевские                       | 2,35                | 99,6          | 0,002     | 0,0033         | 0,0009    |
| 6  |                                        | Северо-Западное<br>фумарольное<br>поле         | 2,09                | 56,6          | 0,002     | 0,0039         | 0,0022    |
| 7  | Кунтоминтар<br>(остров<br>Шиашкотан)   | Фумарольное<br>поле                            | 2,34                | 76,1          | 0,25      | 0,009          | 0,008     |
| 8  |                                        | Фумарольное<br>поле                            | 1,73                | 96,1          | 0,11      | 0,34           | 0,06      |
| 9  | Синарка<br>(остров<br>Шиашкотан)       | Бурлящий                                       | 3,48                | 95,1          | 0,008     | 0,02           | 0,005     |
| 10 |                                        | Котел водный                                   | 3,49                | 97,6          | 0,002     | 0,04           | 0,02      |

Данные взяты: 1-2 [1]; 3-6 - ГИН РАН (Москва); 7-10 - МГУ, кафедра геохимии (Москва)

Соответственно, в местах, где присутствует разгрузка термальных вод без газовой составляющей, соединения мышьяка остаются в воде, и в дальнейшем осаждаются в виде мышьяковистого осадка, как в случае Верхне-Докторских, Башмачных и Дробных источников.

Характерной особенностью изучаемых осадков является то, что мышьяк осаждается при наличии железистых минералов (в нашем случае – гетит и ярозит). Также вместе с As накапливаются такие элементы как свинец и барий. Поэтому важно выявить условия образования обнаруженных минералов.

*Гетит*  $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$  – образуется в окислительных условиях и при низких температурах в гидротермальных системах. Замещает магнетит, Fe-Mg минералы и основную массу [2].

*Ярозит*  $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$  – образуется в кислых средах ( $\text{pH} < 3$ ), в водах сульфатно-хлоридных, среднеминерализованных, обогащенных закисью железа. Выпадение ярозита из воды обусловлено окислением воды и перехода  $\text{FeO}$  в  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  [10].

*Опал*  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  – образуется в кислых и нейтральных средах растворов, при низких температурах ( $< 110^\circ\text{C}$ ). Он замещает компоненты первичных пород [2].

### **Выводы**

Высокие концентрации мышьяка в гидротермальных источниках и их осадках могут быть следствием отсутствия высокотемпературной газовой составляющей. Вероятно, справедлива и обратная зависимость – в гидротермах, где присутствуют высокотемпературные вулканические экзотермии, содержания мышьяка низкие.

Химический состав и pH гидротермальных источников, скорее всего, не влияют на концентрации As в воде и осадках.

Повышенное содержание мышьяка в гидротермах и их осадках указывает на высокие концентрации других элементов, таких как Ba, Fe, Pb и др.

Мышьяк, определенный в ассоциации с железистыми минералами, отлагающимися в руслах сточных потоков (гетит, ярозит), возможно представлен минералами скородита, аурипигмента, реальгара или арсенопирита.

Источник поступления мышьяка, скорее всего, глубинный, однако, вопрос о его происхождении требует дальнейших исследований.

За помощь в проведении исследований авторы выражают благодарность сотрудникам Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН Калачевой Е. Г., Тарану Ю.А., Волошиной Е.В. и Назаровой М. А.

Исследования были проведены по программе гранта РНФ №15-17-20011.

### Список литературы

1. *Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П. и др.* Газогидротермы Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис. Новосибирск: СО РАН, 2013. 282 с.
2. Главные гидротермальные минералы и их значение. Под редакцией Белоусова В.И. Изд-во: Отдел геотермальной и рудной Служб Кингстон Моррис Лимитед, 2009. 40 с.
3. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильских островной дуги. М.: Наука, 1967. 183 с.
4. *Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы М-56- XII, XVII, XXIV; М-57-VII, XIII (о. Парамушир), М-56-XXIII, XXIX (о. Онекотан), М-56-XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXVI (о. Шиашкотан), М-56-XXXIII, XXXIV; L-56-III, IV (о. Матуа), L-56-II, III, VII, VIII, IX (о. Симушир). Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.
5. *Зеленский М.Е.* Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский, Камчатка: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2003. 22 с.
6. *Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д., Удодов В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXVIII, XXXIX (Курильск), L-55-XXIII, XXIX (влк. Тятя), K-55-II, L-55-XXXII (Южно-Курильск). Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2002. 269 с.
7. *Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю., Чащин А.А., Рыбин А.В.* Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильская островная дуга) // Тихоокеанская геология. 2005. Том № 24. № 3. С. 22-31.
8. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Новые данные о вулканах Центральных Курильских островов // Современный вулканизм. 1966. Т. 1. С. 94-98.
9. *Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др.* Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука, 1980. 176 с.
10. *Набоко С.И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М.: АН СССР, 1959. 304 с.
11. *Стратула Д. С.* Вулканы острова Шиашкотан и проблемы вулканических рядов. Петропавловск-Камчатский: СО АН СССР, 1968. 308 с.

**Особенности миграции и накопления стронция в гидротермальных метасоматитах Курильских островов (Кунашир, Кетой, Ушишир, Шиашкотан)**

**К.В. Тарасов, О.М. Топчиева**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: belfast@kscnet.ru*

Исследованы гидротермальные источники островов Кунашир, Кетой, Ушишир и Шиашкотан (Курильская гряда), определены их физико-химические параметры. Рассмотрены особенности миграции и осаднения стронция в гидротермах.

**Введение**

Исследованные образцы осадков и воды термальных источников островов Кунашир, Ушишир, Шиашкотан и Кетой показали высокие содержания стронция, чем вызвали живой интерес. Стронций широко применяется в металлургической промышленности, медицине и других областях. Целью данной работы является изучение поведения стронция в береговых гидротермальных источниках некоторых Курильских островов.

На сегодняшний день, данных по минералогии и геохимии осадков термальных вод на островах Курильской гряды немного. Нам известны результаты исследований, проведенных Лебедевым и Набоко на о. Кунашир [5,6]. Опубликованные данные по остальным островам гряды (Кетой, Ушишир, Шиашкотан) отсутствуют.

**Геологическое строение районов проявления источников**

*Кунашир* – крайний юго-западный остров Большой Курильской гряды. Он отделен от Итурупа проливом Екатерины в 22 км шириной. На острове имеется четыре хорошо выраженных вулкана: Тятя, Руруй, Менделеева и Головнина. Все они – действующие [3].

Изученные нами гидротермальные источники (Столбовские) располагаются на западном побережье острова, в 2 км к югу от мыса Столбчатый. Коренные породы представлены ловцовской свитой нижнего миоцена ( $N_1^{lv}$ ). Свита сложена туфами кислого и среднего состава, слоистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками и дацитами [4].

Образец кальцита, взятый на Столбовских источниках (о. Кунашир), представляет собой белый материал, отложившийся на необводнённых участках русла термального источника.

*В группу Ушишир входят два острова – Рыпонкича и Янкича.* Остров Янкича – остаток прикратерной части соммы – образует крутой кольцевой хребет, окружающий кальдеру до 1,6 км в диаметре. Внутри кальдеры поднимаются 4 монолитные скалы. Скалы являются остатками старых экструзивных куполов. Все четыре купола сложены пироксен-роговообманковыми андезитами [3].

Изученные гидротермальные источники располагаются на Тихоокеанском побережье острова Янкича, коренные породы представлены андезитами современного возраста ( $\alpha Q_{IV}$ ).

Образец 11/16 был отобран на обводнённом участке термального поля с многочисленными выходами газа, с глубины около 15 см. В том же месте, на сухом участке был взят образец гипса.

*Вулкан Кетой и одноименный остров* имеют в плане форму круга диаметром в 9 км. Большую часть острова занимает сомма древнего вулкана Кетой с кальдерой

диаметром 5,5 км. Самое молодое образование этого вулкана – ныне активный Пик Палласа [2].

Породы вулкана Кетой варьируют от оливиновых базальтов до кислых (андезитовых) игнимбритов и пемз. В постройке древней кальдеры и старом центральном конусе доминируют базальты и андезито-базальты. Состав современных лав Пика Палласа – обычный двупироксеновый андезит [3].

Исследуемое гидротермальное поле на острове Кетой приурочено к древней постройке одноименного вулкана, породы представлены андезибазальтами и андезитами верхнечетвертичного возраста ( $\alpha\beta Q_{III}$ ) [4].

Арагонит, образец которого был отобран в нижнем течении ручья Горчичного на острове Кетой, аккумуляровался в виде жёлто-белого аморфного осадка на изливе термального источника.

Образец 7/16 взят из холодного пруда с мощным лимонитовым плащом, расположенного в области среднего течения ручья Горчичного, с глубины 30 см ниже уровня дна.

Из устья термального источника был отобран образец каолинита, слагающего правый борт ручья и представляющего собой серый глинистый материал.

*Шиашкотан* – один из островов Онекотанского блока Большой Курильской гряды. Основными морфологическими структурами острова являются два многоцентровых вулканических массива среднего плейстоцена-голоцена – Синарка и Кунтоминтар [8].

Исследуемые гидротермальные поля острова Шиашкотан расположены на Охотоморском побережье (источники Дробные). Коренные породы представлены округловской свитой неогенового возраста ( $N_{1-2} ok$ ), сложенной агломератовыми туфами базальтов, андезибазальтов и андезитов, гаиалокластитам андезибазальтов, туфопесчаниками, туффитами, редко базальтами и андезитовыми туфами [4].

Лимонит, образец которого был отобран на источниках Дробных, аккумуляровался в виде тонкой корки на коренной породе в русле термального источника.

### Обсуждение результатов

Места отбора, физико-химические параметры и содержания стронция в изученных образцах приведены в таблице.

**Таблица. Физико-химические параметры и минеральный состав изученных образцов осадков и вод**

| № пробы | Остров    | Место отбора   | t°   | pH   | Sr в воде (мкг/л) | Sr в осадке (г/т) | Минерал     |
|---------|-----------|----------------|------|------|-------------------|-------------------|-------------|
| K1-15   | Кунашир   | Столбовские    | -    | 6,00 | 1067              | 787               | Кальцит     |
| 2/16    | Кетой     | Руч. Горчичный | 81,0 | 7,39 | -                 | 7438              | Арагонит    |
| 7/16    |           |                | 32,1 | 5,32 | 241               | 5341              | Лимонит     |
| 9/16    |           |                | 99,4 | 7,68 | 1136              | 735               | Смектит     |
| 11/16   | Ушишир    | Янкича         | 85,4 | 4,07 | 9821              | 1296              | Натроалунит |
| 12/16   |           |                | 40,2 | -    |                   | 7597              | Гипс        |
| 17/16   | Шиашкотан | Дробные        | 55,7 | 6,33 | 2659              | 636               | Лимонит     |

Анализы выполнены: K1-15: ГИН РАН (Москва) (вода), АЦ ИВиС ДВО РАН (Е.В. Карташева, Н.Ю. Курносова, В.М. Рагулина) (осадок); 2/16 – 17/16: ГИН РАН (Москва) (вода), МГУ, кафедра геохимии (Москва) (осадок). Минеральный состав изучался методом дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии (аналитик М.А. Назарова).



Исследованные термальные источники приурочены к преимущественно кислым и средним вулканическим породам. Также нужно отметить тот факт, что три группы источников располагаются на побережье островов (Столбовские, Янкича, Дробные), где стронций может привноситься с морской водой.

Исследования осадков термальных источников выявили очень высокие содержания стронция. На Кунашире, среди отобранных образцов, самые высокие содержания Sr обнаружены в кальците Столбовских источников. В образцах изменённых пород ручья Горчичный (Кетой) наиболее высокие содержания обнаружены в арагоните, лимоните и смектите. На острове Янкича стронций накапливается натроалунитом и гипсом. На о. Шиашкотан самые высокие содержания стронция обнаружены в лимоните, образующемся на Дробных источниках.

Вероятно, стронций замещает кальций в структуре гипса. Для кальция в гипсе характерна восьмеричная координация (координационный полиэдр – квадратная антипризма), а его ионный радиус в этой координации 1,12 анг, а у стронция при том же координационном числе ионный радиус равен 1,26 анг [1]. Небольшая разница в размерах ионов обуславливает возможность замещения кальция стронцием. Кроме того, оба элемента являются аналогами по подгруппе, следовательно, их химические свойства близки. Это означает, что температура источников и pH не будут оказывать сильного влияния на процесс замещения.

Близкие ионные радиусы и химические свойства кальция и стронция позволяют образовывать твёрдые растворы их карбонатов (кальцит и арагонит со стронцианитом).

В образцах, состоящих из лимонита (аморфный гидратированный  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) Sr, вероятно, осаждается в виде карбоната. О наличии карбонатов в лимоните свидетельствует полоса  $\sim 1400 \text{ см}^{-1}$ , соответствующая колебаниям  $\text{CO}_3^{2-}$  [9].

В глинистых минералах стронций аккумулируется в межплоскостном пространстве филлосиликатов (смектит), в алуните занимает позиции Na и K в кристаллической решётке.

## **Выводы**

Результаты проведенных исследований можно свести к следующему - выделено несколько способов накопления стронция в различных минеральных ассоциациях:

- изоморфное замещение – атомы стронция замещают в кристаллической решетке минерала атомы кальция (гипс, кальцит, арагонит), натрия и калия (алунит);
- аккумуляция в межплоскостном пространстве глинистых минералов;
- осаждение в форме карбонатов из термальных вод, в богатой железом обстановке.

Источники поступления стронция могут быть различными: из окружающих вулканических пород (андезит – дацитовые породы содержат повышенное содержание Sr [7]); из морской воды – источники на острове Янкича, Столбовские и Дробные располагаются в прибрежной зоне; также возможно глубинное поступление стронция. Наиболее вероятна комбинация источников поступления – из вмещающих пород и морской воды.

Вопрос об источнике стронция остается открытым и требует дополнительных исследований.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН Калачевой Е.Г., Тарану Ю.А., Волошиной Е.В., Сергеевой А.В., Сашенковой А.Ф. и Назаровой М.А. за помощь в проведении исследований.

Исследования были проведены по программе гранта РФФИ №15-17-20011.

### Список литературы

1. Волков А.И., Жарский И.М. Большой химический справочник. Минск: Современная школа, 2005. 608 с.
2. Геология СССР. Геологическое описание. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Под редакцией Сидоренко А.В. М.: Недра, 1964. Том 31. 743 с.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильских островной дуги. М.: Наука, 1967. 183 с.
4. Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы М-56- XII, XVII, XXIV; М-57-VII, XIII (о. Парамушир), М-56-XXIII, XXIX (о. Онекотан), М-56-XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXVI (о. Шиадокотан), М-56-XXXIII, XXXIV; L-56-III, IV (о. Матуа), L-56-II, III, VII, VIII, IX (о. Симушир). Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.
5. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука, 1980. 176 с.
6. Набоко С.И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. М.: АН СССР, 1959. 304 с.
7. Пампура В.Д., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука, 1991. 121 с.
8. Стратула Д. С. Вулканы острова Шиадокотан и проблемы вулканических рядов. Петропавловск-Камчатский: СО АН СССР, 1968. 308 с.
9. Alia J.M., Diaz de Mera Y., Edwards H.G.M., et al. T-Raman and infrared spectroscopic study of aragonite-strontianite ( $\text{Ca}_x\text{Sr}_{1-x}\text{CO}_3$ ) solid solution // Spectrochimica Acta Part A Molecular and Biomolecular Spectroscopy, November 1997 53. 13. P. 2347-2362

## **Электропроводность зон разгрузки парогидротерм Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений (Южная Камчатка)**

**С.О. Феофилактов**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: serg415@kscnet.ru*

Проведены электроразведочные работы методом ВЭЗ и ЕП в период с 2012 по 2016 гг. на двух геотермальных месторождениях Южной Камчатки. Определена электропроводность пород в районе крупных термальных полей (зон разгрузки парогидротерм) месторождений. Наименьшие сопротивления пород на Паужетском месторождении наблюдаются под Верхним и Восточным полями. На Нижне-Кошелевском месторождении выявлена связь между основной термоаномалией и Новым термальным полем.

### **Введение**

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район Южной Камчатки обладает высоким энергетическим потенциалом. Здесь расположены крупные гидротермальные системы, разведенное (Нижне-Кошелевское) и эксплуатируемое (Паужетское) геотермальные месторождения. Паужетская ГеоТЭС, начиная с 1966 г., обеспечивает электроснабжение нескольких поселков и рыбопромышленные предприятия Усть-Большерецкого района Камчатского края. В последние годы ощущается нехватка электрических мощностей ГеоТЭС вследствие снижения параметров эксплуатационных участков и отдельных скважин. Это напрямую связано с недостаточной изученностью строения Паужетской гидротермальной системы и, соответственно, месторождения. Остались открытыми принципиальные вопросы: о типе и местоположении источника (источников ?) тепла, не ясно – существуют ли в недрах системы подводящие каналы для паро-газового флюида, не изучено строение зон разгрузки парогидротерм даже в районе основных термальных полей. Еще больше вопросов – к строению зон разгрузки парогидротерм Кошелевской газо-гидротермальной системы и ее основных термоаномалий. По опыту наших работ изучение зон разгрузки парогидротерм комплексом методов дает возможность получать данные и о глубинной структуре гидротермальных систем [6]. В настоящем докладе автор обобщает материалы собственных геоэлектрических исследований с целью получения новых данных о геологическом строении зон разгрузки парогидротерм на Паужетском и Нижне-Кошелевском геотермальных месторождениях.

### **Аппаратура и методика**

Комплект электроразведочной аппаратуры включал в себя: измеритель МЭРИ-24 (ООО «Северо-Запад») [3], электроразведочный генератор ВП-1000 (ООО «Элгео») [1], инверторный бензогенератор Yamaha EF2000iS [8], комплект штыревых и неполяризуемых электродов. Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) проводились симметричной расстановкой Шлюмберже [7]. Интерпретация полученных данных проводилась в программном пакете IPI2WIN (кафедра геофизики МГУ, А.А. Бобачев, И.Н. Модин, В.А. Шевнин). Работы методом естественного поля (ЕП) проводились по методике потенциала, а полученные данные обрабатывались в программном пакете Excel, построения – в Surfer.

### **Паужетское геотермальное месторождение**

На месторождении с 2012 по 2016 гг. сотрудниками ИВиС ДВО РАН проведен большой объем комплексных геофизических исследований (электроразведка, магниторазведка, гравиразведка, микросейсмические зондирования). В 2012 г. электроразведочные работы методом ВЭЗ выполнены по профилю протяженностью 3 км с шагом съемки 100 м [2]. Выделен проводящий горизонт, имеющий три чашеобразные области, предположительно, связанные с тектоническим строением Паужетского геотермального месторождения.

На Восточно-Паужетском поле в 2015 г. проведены ВЭЗ и гравиметрические наблюдения по одному профилю с шагом 20 м, а так же площадная магнитная и ЕП съемки [6]. По результатам этих работ удалось выделить субинтрузивное тело основного или среднего состава на глубине первые десятки метров. В 2016 г. работы были продолжены и выполнены зондирования по профилям, пересекающим основную разгрузку, в широтном и меридиональном направлениях с выходом за пределы термопроявления. Проводящий горизонт выходит к поверхности в центральной (наиболее активной) части поля и термопроявлениях в его окрестностях. К периферии поля этот горизонт погружается. В центральной части поля на глубине порядка 30 м наблюдается рост кажущегося сопротивления. Возможно, это связано с апикальной частью субинтрузивного тела. На полученных кривых ВЭЗ в марте 2015 г. и августе 2016 г. выделяется четкое расхождение значений кажущихся сопротивлений в верхней части разреза до глубины 2-3 м ( $AB/2$  до 10 м). Значения сопротивлений в весенний период завышены на 4-7 Ом\*м, на окраинных частях поля. В центральной части такой тенденции нет. Вероятно, это связано с просачиванием метеорной воды.

На Верхне-Паужетском поле в 2014 г. проведены зондирования по меридиональному профилю с шагом 50 м. Проводящий горизонт выходит к поверхности в месте выхода термальных растворов. Он погружается к периферии поля: полого в северной части и резко - в южной.

В 2016 г. проведены зондирования по меридиональному профилю, пересекающему три термальных поля: Южное (ЮП), Верхнее (ВхП) и Нижнее (НП) (рисунок а). Шаг между измерениями составил 40 м, общая длина профиля 600 м. Термальные поля связаны одним проводящим горизонтом с сопротивлением от 2 до 20 Ом\*м. Он погружается на глубину до 15 м ( $AB/2 = 40$  м) и имеет узкие границы под термопроявлениями.

### **Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение**

В 2013 г. на месторождении проведены ВЭЗ по двум взаимно перпендикулярным профилям. Интервал между точками составил 100 м, в местах выхода парогидротерм 50 м и менее [2]. Профиля пересекают основную термоаномалию и новообразованное Нижне-Кошелевское Новое термальное поле (НКН) [4]. В 2014 г. меридиональный профиль был частично повторен в районе НКН и продлен в южном направлении, заканчиваясь на левом борту руч. Прямого (рисунок б). По геоэлектрическим данным верхняя часть разреза характеризуется породами с высокими кажущимися сопротивлениями 300 – 4000 Ом\*м. Она согласуется с положением лаво-экструзивного комплекса андезидацитов, который служит верхним водоупором для месторождения. Ниже выделяется проводящая толща пород с сопротивлением от 30 до 1 Ом\*м и менее. Эта область поднимается к поверхности в местах выхода естественных разгрузок и характеризует зону аргиллизации и смешения термальных вод с метеорными. Проницаемая зона погружается на глубину в южном направлении. На основании полученных данных предполагается связь основной термоаномалии (НК) и Нижне-Кошелевского Нового (НКН) термального поля.

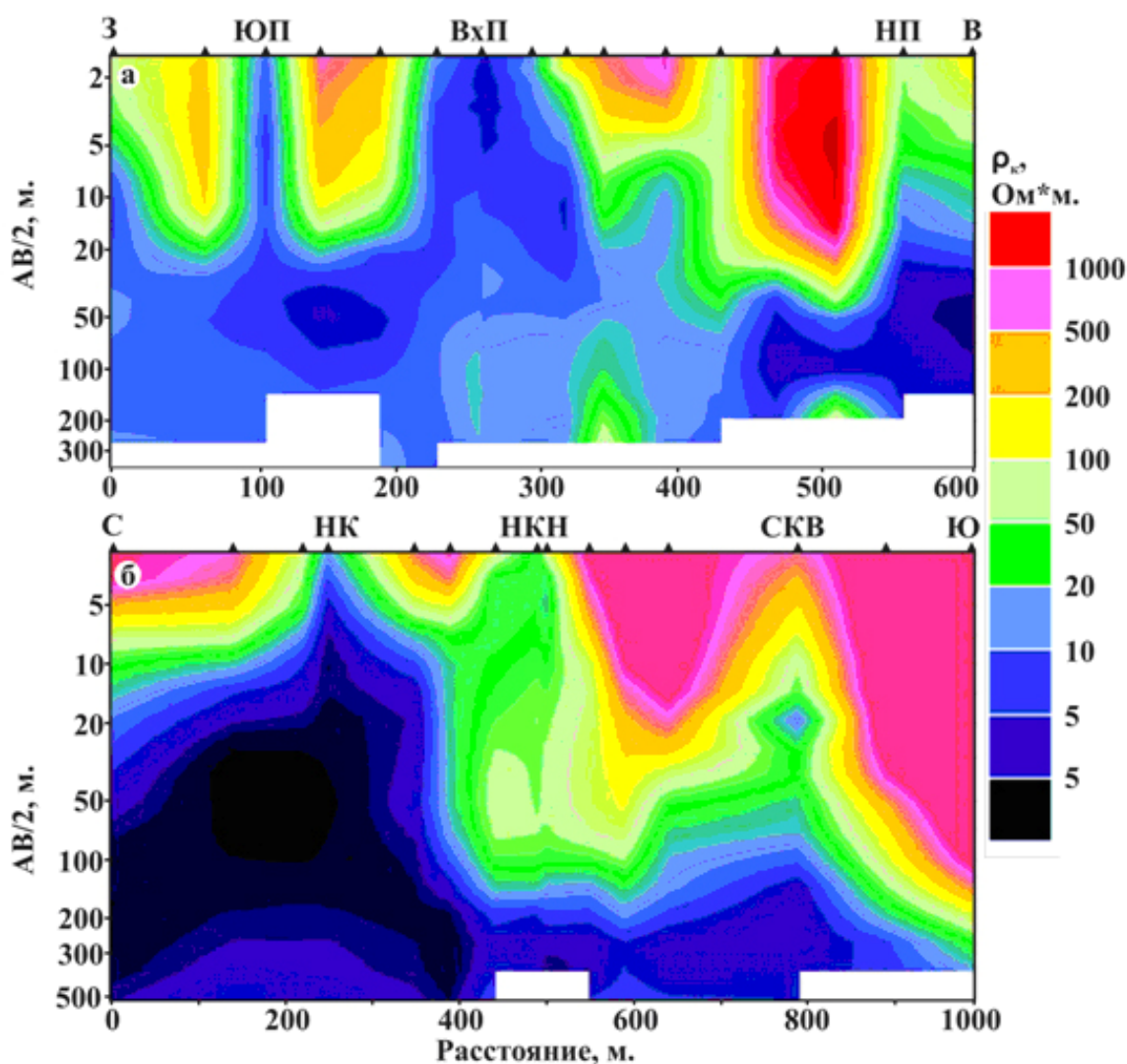


Рисунок. Псевдоэлектрические разрезы для Паужетского (а) и Нижне-Кошелевского (б) геотермальных месторождений без учета рельефа местности.

### Обсуждение результатов

Определена электропроводность пород в районе крупных термальных полей (зон разгрузки парогидротерм) Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений Южной Камчатки.

Для Паужетского геотермального месторождения выделяется один (общий) проводящий горизонт. По профилю, пересекающему все основные геологические структуры месторождения [5], определены три чашеобразные области, предположительно связанные с тектоническими (тектоно-магматическими) блоками пород. В целом, проводящий горизонт подходит к поверхности в местах выхода термальных растворов и погружается к периферии термальных полей.

Сложность в интерпретации данных электроразведки заключается в том, что электропроводность пород напрямую зависит от их коллекторских свойств. Разные породы по литологическому составу, обладающие одинаковой степенью трещиноватости (проницаемости) имеют схожие удельные электрические сопротивления, которые в свою очередь зависят от свойств проникающего в них флюида. Так, хорошо видны различия по электропроводности термальных полей

Паужетского геотермального месторождения. Низкие сопротивления в приповерхностной части (2 Ом\*м) отмечены под Верхне- и Восточно- Паужетскими полями – они являются наиболее активным на месторождении. Остальные термальные площадки и термопроявления месторождения характеризуются более высокими сопротивлениями пород (от 5 до 30 Ом\*м). В период интенсивного снеготаяния электропроводность пород в приповерхностной толще (2-3 м) существенно снижается за счет поступления метеорной воды.

Зоны разгрузки парогидротерм Нижне-Кошелевского геотермального месторождения характеризуются одним проводящим (водонасыщенным) горизонтом, который подходит к поверхности в местах выхода термальных источников. Минимальные значения сопротивлений отмечены под основной разгрузкой парогидротерм на геотермальном месторождении (до 1 Ом\*м). Нижне-Кошелевское Новое термальное поле и термальная площадка на левом борту ручья Прямого (СКВ) не характеризуются настолько малыми значениями удельных сопротивлений, здесь они достигают 10-50 Ом\*м (см. рис. 1 б). Выделена связь НКН с основной термоаномалией.

Автор выражает благодарность всем сотрудникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции за содействие в выполнении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00007) и Дальневосточного отделения РАН (проект 15-I-2-065).

#### Список литературы

1. Генератор ВП-1000. Руководство по эксплуатации. // С.-Петербург 2010 г, 8 с.
2. Денисов Д.К., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Изучение геологического строения Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений методом ВЭЗ (Южная Камчатка) // XI Региональная молодёжная научная конференция «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 77-96.
3. Инструкция по эксплуатации измерителя «МЭРИ-24» // Москва, 2010 г, 24 с.
4. Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А. Нижне-Кошелевское Новое термальное поле: история появления и развитие // XI Региональная молодёжная научная конференция «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 111-124.
5. Структура гидротермальной системы. М.: Наука 1993. 240 с.
6. Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др. Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017 (в печати).
7. Хмелевской В.К. Основы курс электроразведки // Издательство Московского университета. 1970. Часть 1. 241 с.
8. Yamaha EF2000iS. Inverter Generator Manual. 126 p.

**Преобразование андезитов в разрезе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка)**

**Ю.В. Фролова<sup>1</sup>, М.С. Чернов<sup>1</sup>, С.Н. Рычагов<sup>2</sup>, В.Н. Соколов<sup>1</sup>, А.М. Мосин<sup>1</sup>, Р.А. Кузнецов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва,

e-mail: ju\_frolova@mail.ru

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,

Рассматриваются особенности преобразования вулканогенных пород в разрезе Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы. Приводится характеристика состава и свойств исходных андезитов и продуктов их гидротермальной переработки. Показано зональное строение толщи гидротермальных глин, образованной по андезитам, и проанализировано изменение минерального состава и свойств пород по разрезу.

**Характеристика объекта исследования**

Паужетское геотермальное месторождение расположено на юге полуострова Камчатка. Здесь с 1966 г. эксплуатируется первая в СССР ГеоТЭС. Геологическое строение Паужетской гидротермальной системы детально рассмотрено в работах [1,3,5]. Вмещающими породами являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения плиоцен-плейстоценового возраста, которые интенсивно перерабатываются под действием термальных флюидов. За счет разгрузки глубинного тепла, на дневной поверхности сформировано несколько термальных полей. Одним из них является Восточно-Паужетское термальное поле. Оно находится на западном склоне Камбального вулканического хребта. Как и другие поля Паужетской гидротермальной системы, оно приурочено к кольцевому тектоно-магматическому поднятию четвертичного возраста [5] и трассирует разрывные тектонические нарушения внутри этого блока. Поле сформировано на пологом склоне в долине руч. Лучший на абсолютных отметках 290–300 м. Основной участок поля имеет размер 120 × 60 м и выделяется парящими грунтами, прогретыми до 105 °С на глубине 0,5–0,8 м, и парогазовыми струями (до 98–100 °С на устьях). Разгружающиеся термальные воды кислые сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не превышает 0,8 г/л [4]. Термальное поле характеризуется естественным термодинамическим режимом, поскольку находится на удалении 1–2 км от эксплуатируемых участков месторождения, в отличие от других полей месторождения, которые за период эксплуатации (с 1966 г.) изменились из-за падения уровня термальных вод (исчезли гейзеры, остыли и покрылись растительностью крупные участки разгрузки гидротерм).

Проходка горных выработок (шурфов и скважин, глубиной до 9 м) показала, что Восточно-Паужетское поле сложено гидротермальными глинами, имеющими различную мощность. Толща глинистых грунтов Центрального участка поля характеризуется малой мощностью (до 1,5–2,0 м); в этой части поля в настоящее время происходит интенсивная аргиллизация пород. На краю участка в относительно «спокойном» блоке (отличающимся низкими температурами грунтов на поверхности, отсутствием парогазовых струй и т.п.) вскрыт разрез гидротермальных глин глубиной 4 м. Изучив особенности состава, структуры и свойств толщи, было сделано заключение, что гидротермальные глины сформировались за счет перерождения *in situ* коренных горных пород – андезитов, относящихся к лаво-экструзивному комплексу завершающего этапа развития Камбального вулканического хребта и перекрывающих Верхне-Паужетскую подсвиту [5].



### Состав и свойства исходных пород

Исходные андезиты, на которых сформировано термальное поле, имеют порфировую структуру и массивную текстуру. Порфировые включения представлены плагиоклазами, в меньшем количестве пироксенами. Кристаллы плагиоклаза относительно свежие, наблюдаются следы выщелачивания и незначительной цеолитизации. Моноклинные пироксены свежие, ромбические – замещены глинистыми минералами хлоритового, хлорит-сметитового состава. Основная масса интерсертально-гидропиритовая, на отдельных участках цеолитизирована (рис. 1). В породе наблюдаются тонкие кварц-карбонатные прожилки. Андезиты очень плотные  $\rho=2,57-2,68$  г/см<sup>3</sup>, низкопористые  $n=5,3-7,5\%$ , прочные ( $R_c=85-100$  МПа), слабодеформируемые ( $E_y=33-42$  ГПа). Разрушение при сжатии имеет хрупкий характер. Цеолитизация основной массы несколько снижает плотность твердой фазы с 2,87 г/см<sup>3</sup> до 2,71 г/см<sup>3</sup>; на других свойствах заметно не отражается.

*Преобразование андезитов.* Характерной особенностью массива андезитов является очень неравномерная переработка в результате воздействия парогидротерм. Основным процессом является гидротермальная аргиллизация, в результате которой первичные компоненты в различной степени замещаются смектитами, цеолитами, опалом, кварцем, кальцитом, пиритом; характерны псевдоморфозы вторичных минералов по плагиоклазу; многочисленные прожилки и поры выполнены опалом, кварцем, кальцитом, пиритом. Верхний горизонт андезитов брекчирован, матрикс выполнен гидротермальными минералами – кремнистыми, глинистыми, при участии цеолитов и кальцита (рис. 2). По мере изменения пород наблюдается последовательное снижение их плотности  $2,57-2,68 \rightarrow 1,95-2,17 \rightarrow 1,24$  г/см<sup>3</sup> и увеличение пористости  $5,2-7,5 \rightarrow 19-28 \rightarrow 47\%$ . При этом существенно уменьшаются их упругие свойства ( $E_y$ ) от 33-42 до 4-7 ГПа и прочность  $R_c$  85-100  $\rightarrow$  8-40  $\rightarrow$  0,8 МПа. Хрупкий характер разрушения сменяется на хрупко-пластичный. Вследствие развития глинистых минералов породы становятся гигроскопичными ( $W_2$  до 6-7%).

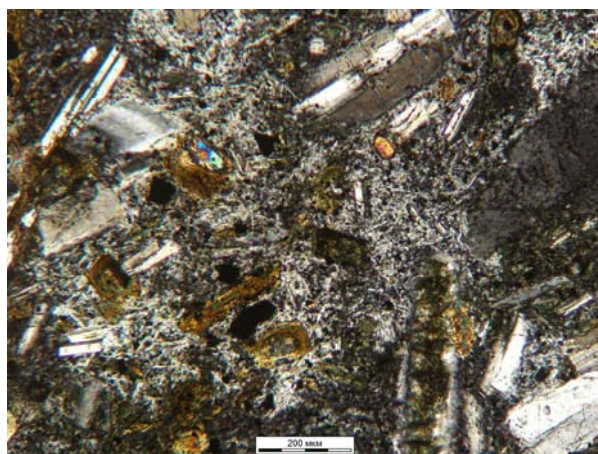


Рис. 1. Цеолитизация основной массы в андезите (n+)

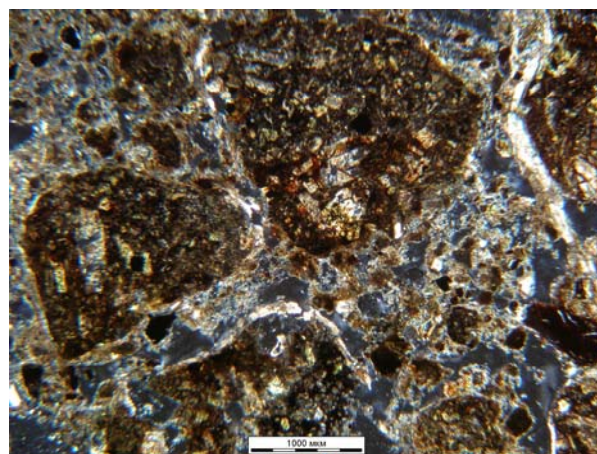


Рис. 2. Метасоматическая брекчия по андезиту (n+)

### Состав и свойства гидротермальных глин

Вверх по разрезу (на глубинах от 1,5 до 5-6 м на разных участках поля) андезиты превращаются в гидротермальные глины, образующие «чехол» в пределах термального поля. Толща глин имеет зональное строение, выражающееся в изменении цвета, консистенции, гранулометрического и минерального составов и свойств отложений.

*Состав и строение толщи гидротермальных глин.* В самой нижней части залегают суглинки тяжелые и легкие, характеризующиеся твердой консистенцией. В их минеральном составе преобладает смектит, в меньших количествах присутствуют кварц, опал, альбит, пирит и другие сульфиды; выделяются прожилки и жеоды кальцита. Содержание каолинита фиксируется в виде следов.

Выше выделяется четкий маломощный горизонт (2,45-2,85 м) темно-серых «сухих» суглинков тяжелых полутвердой консистенции, сложенных в основном каолинитом и смектитом в сопоставимых количествах.

Основной горизонт (0,9-2,45 м) мощностью 1,5 м представлен серыми глинами мягкопластичной до скрытотекучей консистенции. Визуально в нем выделяется большое количество кремнезема (корочек, линз и прожилков опала и кварца) и пирита (рассеянного или образующего жеоды и прожилки, часто мономинеральные). В минеральном составе преобладает хорошо окристаллизованный каолинит, в меньших количествах присутствуют кварц, опал, пирит и реликтовые остатки полевых шпатов.

Переходный слой (0,7-0,9 м) к верхнему горизонту характеризуется тугопластичной консистенцией и выделяется повышенным содержанием крупнокристаллического (до 1,5-2,0 м), относительно равномерно рассеянного пирита.

Глины верхнего горизонта (до 0,7 м) сложены каолинитом и минералами изоморфного ряда алуниит-ярозит, содержат гетит и другие гидрооксиды железа, пирит, 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.

*Свойства гидротермальных глинистых грунтов.* Гидротермальные глинистые грунты характеризуются высокими значениями естественной влажности, которая увеличивается вверх по разрезу от 38-60% в подошве глинистой толще до 84-116% в ее кровле. Плотность грунтов имеет тенденцию к снижению – от 1,65-1,70 г/см<sup>3</sup> до 1,38-1,43 г/см<sup>3</sup>. Пористость при этом изменяется от 39-45% до 75-81%, соответственно. Число пластичности гидротермальных глинистых грунтов принимает значения в диапазоне от 2 до 55 %, консистенция вверх по разрезу меняется от твердой ( $I_L < 0$ ) (на границе с андезитами) до скрытотекучей ( $1,04 < I_L < 3,00$ ) в основном горизонте и в кровле толщ. Максимальная гигроскопическая влажность глин достигает 50-60 %.

Изучение деформационных свойств позволяет классифицировать гидротермальные глинистые грунты как сильносжимаемые по всей толще. Модуль общей деформации глинистых грунтов изменяется от 0,14 до 3,27 МПа. Отмечается, что даже при нагрузках 0,3 МПа в грунте могут сохраняться макропоры и трещины [2].

При одноосном раздавливании практически все образцы гидротермальных глин разрушаются как хрупкопластичные тела, при этом прочность на одноосное сжатие изменяется от 0,05 до 0,14 МПа. Относительно высокой прочностью обладают даже глины, находящиеся в скрыто-текучем состоянии, т.е. те, которые переходят в текучее состояние при нарушении структурных связей. Это можно объяснить присутствием в грунтах структурных связей смешанного типа (фазовых и коагуляционных), обусловленных наличием помимо глинистых минералов, большого количества кремнистых новообразований и реликтовых остатков плагиоклазов. В общем случае, вверх по разрезу отмечается тенденция к снижению прочностных и деформационных свойств глинистых грунтов.

## **Заключение**

Восточно-Паужетское термальное поле сложено гидротермальными глинами, сформированными за счет перерождения лав андезитов при взаимодействии с газо-гидротермальными флюидами. Исходные андезиты представляют собой плотные, низкопористые, прочные, слабodeформируемые породы. В приповерхностной зоне андезитовый массив неравномерно аргиллизирован; первичные компоненты в различной степени замещены смектитами, цеолитами, опалом, кварцем, кальцитом, пиритом. Верхний горизонт андезитов брекчирован и изменен в наибольшей степени. Гидротермальная переработка андезитов вызывает их разуплотнение и выщелачивание, при этом существенно уменьшаются их упругие и прочностные свойства. Такая тенденция в изменении свойств способствует дальнейшей прогрессирующей аргиллизацией. Вверх по разрезу андезиты превращаются в гидротермальные глины, образующие экранирующий теплоизоляционный «чехол» в пределах термального поля. Толща глин имеет зональное строение, выражающееся в изменении цвета, консистенции, гранулометрического и минерального составов и свойств отложений. В частности, в нижней части глинистого горизонта преобладают смектиты, в верхней – каолинит; консистенция глин последовательно меняется от твердой до скрытотекучей.

В целом, вверх по разрезу термального поля происходит существенное разуплотнение пород, пористость увеличивается на порядок (от 5-7% у исходных андезитов до 75-81% у глин верхнего горизонта), прочность снижается на три порядка (от 85-100 МПа до 0,05-0,14 МПа). В результате замещения первичных компонентов андезитов глинистыми минералами и процесса разуплотнения пород изначально слабodeформируемые породы превращаются в сильносжимаемые. Породы приобретают пластические свойства, становятся гигроскопичными.

Таким образом, в пределах термального поля, под воздействием парогидротерм скальный андезитовый массив превращается в толщу гидротермальных глин – пород с совершенно иными свойствами и инженерно-геологическими особенностями.

Авторы выражают благодарность ст.н.с. Крупской В.В., Закусину С.В., Гараниной С.А. за выполнение минерального анализа исследуемых грунтов методом рентгеновской дифракции при помощи рентгеновского дифрактометра Rigaku ULTIMA-IV. Исследования проведены с использованием оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00708а, 16-05-00501а, 16-05-00971а, 16-05-00007а).

## **Список литературы**

1. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
2. Кузнецов Р.А., Булыгина Л.Г., Чернов М.С. Изменение строения гидротермальных глинистых грунтов при деформировании // Материалы третьего Всероссийского совещания "Глины-2015". Москва: ИГЕМ РАН, 2015. С. 96-97.
3. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
4. 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.
5. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

**Термогидродинамическое моделирование Мутновского геотермального месторождения в связи с возможностями увеличения мощности ГеоЭС****О.О. Усачева***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: LeL89@yandex.ru*

В работе представлена модель Мутновского геотермального месторождения, разработанная в 1996 г. А.В. Кирюхиным, описаны изменения, внесенные в нее в связи с появлением доступных данных по истории эксплуатации месторождения. Модель была применена для прогнозного моделирования возможности увеличения мощности ГеоЭС на Мутновском месторождении.

**Введение**

По информации с сайта Neftegas.ru 2 сентября 2016 года между компаниями РусГидро и Mitsui было подписано соглашение, направленное на развитие проектов возобновляемых источников энергии в изолированных зонах Дальнего Востока и геотермальных проектов на Камчатке. В качестве первого из пилотных проектов стороны планируют рассмотреть увеличение установленной мощности Мутновской ГеоЭС с 50 до 120 МВт [6].

В связи с этим была предпринята попытка воспроизвести устойчивую эксплуатацию до 2055 года (сроком на 40 лет) с уже существующими скважинами и рассмотреть возможность увеличения мощности за счет «включения» новых скважин на месторождении с использованием программы TOUGH2 и пре- постпроцессора PetraSimv.5.0.

**Обзор эволюции модели Мутновского геотермального месторождения**

В работе за основу берется трехмерная термогидродинамическая модель Мутновского геотермального месторождения, разработанная с использованием программы TOUGH2 в 1993 г. [2]. Затем модель была откалибрована и дополнена в соответствии с доступными данными по истории эксплуатации с 1984 по 2006 гг. (начальные температура и давление, изменение энтальпии в добычных скважинах). Так же для калибровки применялись и другие доступные данные до 2012 года – изменение суммарного расхода добычи пара за период 2007-2008 гг.; изменение давления в резервуаре за 2007-2009 гг.; изменение концентрации хлор-иона в 10-ти добычных скважинах за период 2002-2006 гг.; изменение содержания неконденсирующегося газа в скв. 26 за период 2000-2010 гг. Модель также была доработана при помощи инверсионного моделирования iTOUGH2 и термогидрогеомеханического моделирования с использованием кода TOUGH-FLAC, использующимся для анализа деформации земной поверхности [1, 3, 4].

В результате инверсионного моделирования были уточнены следующие характеристики Мутновского геотермального резервуара. Проницаемость резервуара на порядок выше, чем та, что была задана на модели 1996 года, особенно в нижней части модели, ассоциирующейся с интрузивной контактной зоной ( $600-800 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ , на глубине -750 -1250 м). Приток метеорных вод в центральную часть месторождения в процессе эксплуатации оценивается более 80 кг/с, расходы реинъекции оцениваются значительно ниже суммарного расхода отбора теплоносителя. Восходящие потоки более горячие (314 °C) и их расход больше (+50 %), чем предполагалось прежде. Модель получила рабочее название #12NSEX6A3. В отдельных элементах модели, включающих эксплуатационные скважины, определена «двойная пористость».

Включение в данную модель двойной пористости оказалось необходимым для воспроизведения на модели повышенных значений энтальпии в ряде эксплуатационных скважин.

Для согласования наблюдаемых данных и результатов моделирования при анализе вертикальных деформаций вышеуказанная модель была преобразована следующим образом. Была задана дополнительная массовая разгрузка в северной части модели в направлении Верхне-Жировских термопроявлений, которая до этого не учитывалась. Так же задано дополнительное водное питание (INF2) в центральной части верхнего слоя модели, где расположен бассейн для слива отработанного теплоносителя, что так же прежде не учитывалось. Модель получила рабочее название SP\_EXPLO + 50R. В модели задана единая пористость для всех элементов. Так же принимается условие, что 50% извлекаемого теплоносителя закачивается обратно в резервуар.

### **Прогнозные варианты моделирования**

При моделировании возможности увеличения мощности ГеоЭС на Мутновском месторождении была использована модель SP\_EXPLO + 50R с несколькими модификациями. 1. Была изменена геометрия зоны восходящего потока «Основной», заданном в нижнем слое модели. В новой версии модели он вытянут вдоль плоскости, аппроксимирующей поверхность продуктивной зоны «Основная». Зона «Основная» обеспечивает значительную долю пара для Мутновской ГеоЭС. Она характеризуется ССВ простирием и падением на ВВЮ под углом  $60^\circ$ , средняя вертикальная мощность – 240 м. Она вскрыта скважинами 045, 01, 014, 016, 1, 029W, 26, 24, 4E. Её кровля фиксируется полными потерями циркуляции бурового раствора в процессе бурения. 2. В верхнем слое модели был задан новый материал CAPRK – зона притока локальных метеорных вод в резервуар. Больше никаких источников дополнительного питания резервуара с 2017 года в модели не задается.

Для увеличения мощности ГеоЭС на Мутновском геотермальном месторождении в модель были добавлены 7 новых скважин, расположенных вблизи наблюдательной скважины 010. Общий расход новых скважин задан как постоянная величина, равная 245 кг/с пароводяной смеси (ПВС). При этом общий расход все ранее существующих добычных скважин на месторождении так же постоянен и составляет 455 кг/с ПВС с 2016 года. Прогнозное моделирование выполнено на срок до 2055 г. Для оценки параметров резервуара при устойчивой эксплуатации до 2055 года без «включения» дополнительных скважин были просчитаны 9 вариантов модели, отличающихся значением проницаемости зоны притока локальных метеорных вод. Значения проницаемости в этом слое были заданы в пределах  $0,1 - 5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ . 6 из 9-ти рассмотренных вариантов были оценены как удовлетворительные. Оценка производилась путем сравнения суммарной мощности существующих станций Верхне-Мутновская ГеоЭС и Мутновская ГеоЭС-1, полученной при моделировании и наблюдаемой мощности в 2016 году. Далее, во всех 6-ти вариантах были заданы расходы в 7-ми новых скважинах, начиная с 2025 года сроком на 30 лет [5].

### **Заключение**

Прогнозное моделирование Мутновского геотермального месторождения до 2055 года показывает, что суммарная паропроизводительность чувствительна к изменениям проницаемости зоны притока локальных метеорных вод и расхода эксплуатации. Небольшие значения проницаемости ( $0,1 - 2,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ ) в верхнем слое являются причиной увеличения кипения в резервуаре. Включение новых скважин также является пусковым механизмом для более раннего закипания резервуара.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по гранту 16-17-10008.

### Список литературы

1. *Basmanov O.L., Kiryukhin A.V., Maguskin M. A. et al.* Thermo-Hydrogeomechanical Modeling of Vertical Ground Deformation during the Operation of the Mutnovskii Geothermal Field // Journal of Volcanology and Seismology, 2016, Vol. 10, No. 2, pp. 138–149.
2. *Kiryukhin A.V.* Modeling Natural State Conditions and Exploitation of the Dachny Site of the Mutnovsky Geothermal Field, Kamchatka, Russia // Geothermics, 1996 №1, с.63-90).
3. *Kiryukhin A.V., Maguskin M.A., Miroshnik O.O., Delemen I.F.* Modeling and Observations of the Enthalpy, Pressure, Chloride, CO<sub>2</sub> and Vertical Deformation Transient Change in the Mutnovsky Geothermal Field (Kamchatka, Russia) / PROC., Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 11-13, 2013, 8 p.,
4. *Kiryukhin, A.V., Rutqvist J., Maguskin M.A.* Thermal-Hydrodynamic-Mechanical Modeling of Subsidence During Exploitation of the Mutnovsky Geothermal Field, Kamchatka, Proceedings, 39-th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA (2014).
5. *Kiryukhin A., Usacheva O.* 3-D numerical reservoir simulation with several development scenarios for construction of new Mutnovsky GEO-PP-2 (Report in accordance with Agreement between IVS and J-Power of November 7, 2016). 14 p.
6. URL: <http://neftegaz.ru/news/view/158836-Rosgeologiya-predlagaet-razvivat-geotermalnuyu-energetiku-na-Dalnem-Vostoke> (дата обращения 06.03.2017)