

КАМЧАТСКИЙ ФИЛИАЛ ФЕДЕРАЛЬНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
БЮДЖЕТНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ НАУКИ ФЕДЕРАЛЬНОГО
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА «ЕДИНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
СЛУЖБА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

На правах рукописи

ШАКИРОВА АЛЕКСАНДРА АЛЬБЕРТОВНА

СЕЙСМИЧНОСТЬ ВУЛКАНА КИЗИМЕН (П–ОВ
КАМЧАТКА) ПРИ ИЗВЕРЖЕНИИ В 2010–2013 ГОДАХ

Специальность 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого–минералогических наук

Научный руководитель:
доктор физико–математических наук
Фирстов Павел Павлович

доктор физико–математических наук
Салтыков Вадим Александрович

ПЕТРОПАВЛОВСК–КАМЧАТСКИЙ

2022 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА «DRUMBEATS»	
1.1 Типизация вулканических землетрясений	10
1.2 Краткое описание вулканов, на которых наблюдался режим «drumbeats».....	16
1.3 Общая характеристика сейсмических сигналов режимов «drumbeats»	19
1.4 Выводы к главе 1	29
ГЛАВА 2. СИСТЕМА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ	
2.1 Сеть сейсмических станций на полуострове Камчатка	31
2.2 Методика обработки записей сейсмических событий	36
2.3 Выводы к главе 2	41
ГЛАВА 3. ВУЛКАН КИЗИМЕН И ХАРАКТЕР ЕГО АКТИВНОСТИ В 2010–2013 гг.	
3.1 Геолого–тектоническое положение вулкана Кизимен.....	42
3.2 Глубинное строение вулкана Кизимен	46
3.3 Извержение вулкана Кизимен в 2010–2013 гг.	48
3.4 Формирование лавового потока вулкана Кизимен.....	53
3.4.1 Морфология и размеры лавового потока	53
3.4.2 Оценка скорости движения лавового потока и вязкости лавы	55
3.5. Выводы к главе 3	57
ГЛАВА 4. ВУЛКАНО–ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ РАЙОНА ВУЛКАНА КИЗИМЕН, ВОЗНИКШИЕ ДО И ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ	
4.1 Сейсмичность района вулкана Кизимен в период 1962–2008 гг.	58
4.2 Сейсмичность района вулкана Кизимен в 2009 – 2013 гг.	60
4.3 Анализ временных вариаций частотно–магнитудного распределения вулcano–тектонических землетрясений.....	70
4.4 Микросейсмичность района вулкана Кизимен в период ноябрь 2009 – февраль 2011 г.	77
4.5 Выводы к главе 4.	80
ГЛАВА 5. СЕЙСМИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ ОТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ИЗВЕРЖЕНИЯ КИЗИМЕНА В 2010–2013 ГГ.	
5.1 Спазматическое вулканическое дрожание	83
5.2 Землетрясения, возникающие во время сильных эксплозий.....	85
5.3 Сейсмические сигналы, сопровождавшие сход пирокластических потоков и обвалов .	89
5.4 Сейсмический режим ««drumbeats» – индикатор динамики экструзивной и эффузивной фаз извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг.	95

5.4.1 Характеристики землетрясений режима «drumbeats».....	96
5.4.2 Мультиплеты землетрясений режима «drumbeats».....	100
5.4.3 Связь мультиплетов режима «drumbeats» с активностью вулкана.....	112
5.4.4 Пространственное положение очагов землетрясений режима «drumbeats».....	114
5.4.5 Отражение динамики движения фронта лавового потока в землетрясениях режима «drumbeats».....	117
5.5 Феноменологическая модель сейсмического режима «drumbeats».....	122
5.5.1 Сведения о лавовых потоках андезитовых вулканов.....	122
5.5.2 Возбуждение автоколебательного процесса с механизмом «stick–slip» – генератор сейсмического режима «drumbeats».....	124
5.6 Выводы к главе 5.....	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	131
Обозначения и сокращения.....	137
Список литературы.....	139
Приложение А.....	153
Приложение Б.....	155

ВВЕДЕНИЕ

Вулканы – это сложные динамические системы, контролируемые взаимодействием многих процессов, которые обычно нелинейны и случайны. Как правило, активизации и извержения вулканов сопровождаются сейсмическими сигналами. В некоторых случаях сейсмические сигналы имеют регулярную периодичность.

Для изучения динамики извержений и их прогноза одним из наиболее результативных разделов геофизики является «вулканическая сейсмология». Первая типизация вулканических землетрясений была осуществлена в 60–х годах прошлого столетия. По мере развития технических средств появились новые возможности для регистрации более слабых землетрясений и определения их параметров. Это дало возможность для более точной локализации очагов и их обоснованной типизации. Анализ вулканических землетрясений, их классификация и определение природы их происхождения являются актуальными задачами для прогноза извержения и оценки вулканической опасности.

Объектом исследования является вулкан Кизимен (Россия, п–ов Камчатка). **Предметом** исследования – сейсмические сигналы, зарегистрированные до и во время извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг.

В конце 2010 г. после 82 летнего перерыва началось эксплозивно–эффузивно–экструзивное извержение андезитового вулкана Кизимен (п–ов Камчатка). Извержение, продолжавшееся три года (ноябрь 2010–декабрь 2013 гг.), было первым извержением вулкана, подкрепленным сейсмологическими данными. Извержение предварялось длительной сейсмической подготовкой на протяжении года и восьми месяцев. Особенностью извержения стал впервые зарегистрированный при извержении вулканов п–ва Камчатка сейсмический режим «drumbeats» (барабанный бой). Он характеризуется землетрясениями с высокой квазипериодичностью и близкими магнитудами и связан с выжиманием экструзивных куполов на вулканах с вязкими лавами (с андезитовым и дацитовым составом лав), иногда регистрируется при отсутствии видимых признаков извержения. По литературным данным установлено, что в

мировой практике вулканологических наблюдений, режим наблюдался при извержениях семи вулканов мира.

Актуальность темы исследования

Изучение особенностей сейсмических эффектов извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг., впервые зарегистрированных сетью сейсмических станций, и объяснение механизмов возникновения землетрясений является актуальной задачей данного исследования. Как правило, сейсмический режим «drumbeats» представлен двумя типами вулканических землетрясений – гибридными и длиннопериодными, единого мнения о механизме генерации которых в настоящий момент не существует. Фундаментальная проблема этого вопроса представляет научный интерес и так же подтверждает актуальность работы. Тематика исследования соответствует приоритетному направлению фундаментальных научных исследований в Российской Федерации – геофизика (изучение и прогнозирование катастрофических явлений (землетрясения, извержения вулканов, цунами); оценка сейсмической, вулканической и цунами опасности).

Цель и задачи работы

Целью исследования является выявление особенностей сейсмических эффектов, предварявших и сопровождавших извержение вулкана Кизимен и их связь с вулканической активностью.

С учетом заявленной цели в работе решались следующие задачи:

1. Систематизация данных о сейсмической активности вулкана в процессе подготовки и во время извержения вулкана Кизимен в 2011–2013 гг.
2. Выявление особенностей сейсмической подготовки извержения вулкана Кизимен.
3. Выявление закономерностей извержения вулкана Кизимен в 2011–2013 гг.
4. Определение типа вулканических землетрясений и их особенностей в зависимости от меняющегося характера извержения.
5. Изучение динамики сейсмического режима «drumbeats» и рассмотрение его связи с активностью вулкана.

6. Изучение спектральных особенностей землетрясений режима «drumbeats».
7. Предложение возможной модели механизма генерации сейсмического режима «drumbeats» при движении лавового потока по склону вулкана.

Научная новизна

В диссертационной работе проведено изучение сейсмической подготовки и извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг. – первого извержения вулкана, зарегистрированного сетью сейсмических станций. Подробно изучен сейсмический режим «drumbeats», зарегистрированный впервые при извержении вулканов полуострова Камчатка. Выявлено, что он в основном обусловлен движением вязкого лавового потока по склону вулкана. На момент написания диссертационной работы в литературных данных подобный феномен не наблюдался.

На защиту выносятся следующие положения:

1. Детальный анализ последовательности вулcano–тектонических землетрясений перед извержением вулкана Кизимен в 2010–2013 годах выявил уменьшение наклона графика повторяемости с 1.1 до 0.85 в течение 11 месяцев, что интерпретируется, как увеличение напряжений в среде в районе вулкана.
2. Выделены две пространственные области слабых землетрясений с энергетическими классами $K_s < 5$, возникшие перед извержением вулкана Кизимен, отражающие подъем магмы на глубинах менее 8 км.
3. Выделен тип сейсмического режима «drumbeats», обусловленный движением вязкого лавового потока во время извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг., в отличие от известного ранее типа, генерируемого выжиманием вершинной экструзии.

Теоретическая и практическая значимость работы

Результаты настоящей работы могут быть использованы для прогноза последующих извержений вулкана Кизимен и при прогнозе извержений вулканов, характеризующихся вязкими лавами (с андезитовым и дацитовым составом лав), в частности тех, которые расположены в труднодоступных районах и за которыми не ведется прямого видеонаблюдения. Полученные

особенности сейсмического режима «drumbeats» расширяют представления научного сообщества о вулканических процессах и механизмах генерации слабых вулканических землетрясений при извержениях.

Исследование выполнено в соответствии с научно–исследовательской работой Федерального исследовательского центра «Единая Геофизическая служба РАН» «Комплексные геофизические исследования вулканов Камчатки и Северных Курильских островов с целью обнаружения признаков готовящегося извержения, а также прогноза его динамики с оценкой пепловой опасности для авиации» № АААА–А19–119031590060–3; «Проведение непрерывного сейсмологического, геофизического и геодинамического мониторинга на глобальном, федеральном и региональном уровнях, разработка и внедрение новых технологий обработки и системного анализа больших объемов сейсмологических и геофизических данных» № АААА–А20–120060890034–7.

Достоверность полученных результатов подтверждается большим объемом экспериментального материала, статистическим обоснованием оценок, согласованностью результатов наблюдений и выводов для сейсмической активизации вулкана Кизимен мировым данным.

Апробация результатов исследований

Основные результаты и выводы, приведенные в диссертационной работе, представлялись на VII Международной сейсмологической школе «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» (пос. Нарочь, Республика Беларусь, 2012 г.), на Международном совещании IAVCEI (Япония, 2013 г.), на XIV Международной сейсмологической школе «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» (Кишинев, Республика Молдова, 2019 г.), на X Юбилейной международной конференции «Солнечно–земные связи и физика предвестников землетрясений» (с. Паратунка, Камчатский Край, 2019 г.). А также на семинарах и конференциях, проводимых Камчатским Филиалом ФИЦ ЕГС РАН и Институтом Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН в г.

Петропавловск–Камчатский: IX, X региональных молодежных научных конференциях «Исследования в области наук о Земле» в 2011 и 2012 гг.; региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога в 2013 г.; научно–технических конференциях «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (2013, 2019 и 2021 гг.).

Авторский вклад

Все основные результаты получены лично автором. Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследований, при постановке задач, обрабатывал приведенный в работе сейсмологический материал. Анализ полученного материала и разработка модели генерации сейсмического режима «drumbeats» выполнялись автором совместно с научным руководителем д.ф.–м.н. П.П. Фирстовым. Диссертантом лично написано более 2/3 объема публикаций по теме диссертации. Автор принимал участие в качестве руководителя проекта РФФИ № 12–05–31186 (мол_а) «Особенности сейсмических явлений, сопровождавших извержение вулкана Кизимен в 2010–2012 гг.». Результаты исследований, полученные диссертантом в рамках проекта, также вошли в диссертационную работу.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности

Направление диссертационной работы, результатов и публикаций соответствует паспорту специальности 25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых» по пунктам:

3. Сейсмология.
4. Исследование природы, свойств и геодинамической интерпретации деформационных характеристик и естественных геофизических полей.
5. Геофизические проявления напряженного состояния недр и оценка напряженного состояния по геофизическим данным.
22. Теоретическое и экспериментальное исследование связей петрофизических и физических свойств горных пород с результатами измерения геофизических полей.

Публикации

Основные результаты исследований по теме диссертационной работы изложены в 7 статьях, в том числе в 4 статьях в ведущих научных рецензируемых журналах, входящих в перечень журналов ВАК.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и двух приложений, содержит 156 страниц текста, включая 57 рисунков и 12 таблиц. Список литературы включает в себя 149 наименований.

Благодарности

Автор признателен научному руководителю д.ф.–м.н. Фирстову Павлу Павловичу, благодаря которому определилась сфера научных интересов диссертанта и выражает благодарность за его высокопрофессиональное руководство при выполнении работы, постоянное внимание к научной деятельности и помощь при проведении исследований и подготовке диссертации. Автор выражает благодарность научному руководителю д.ф.–м.н. Вадиму Александровичу Салтыкову за помощь на заключительном этапе написания диссертации. Автор выражает благодарность В.Т. Гарбузовой за то, что она обратила внимание на необычный сейсмический режим «drumbeats» во время извержения вулкана Кизимен и поделилась своими наблюдениями с автором. Также автор выражает признательность директорам Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», где проводились исследования, В.Н. Чеброву и Д.В. Чеброву; руководителю отдела радиотелеметрических сейсмических станций В.В. Ящуку за помощь в организации полевых работ. Автор благодарен соавторам публикаций, в сотрудничестве с которыми был получен ряд интересных научных результатов: О.В. Арбугаевой, И.А. Заводевкину, Т.Ю. Кожевниковой, Р.И. Паровику. А также коллегам И.Р. Абубакирову, А.Б. Белоусову, Д.В. Дрознину, А.И. Кожурину, Е.О. Макарову, Е.А. Матвеевко, М.Ю. Некрасовой, И.Н. Нуждиной, В. М. Павлову, А.А. Раевской, А.В. Рашидову, С.Л. Сенюкову, О.В. Соболевской, А.С. Чемареву за консультации, которые помогли прояснить ряд вопросов, затронутых в работе.

ГЛАВА 1. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА «DRUMBEATS»

1.1 Типизация вулканических землетрясений

Землетрясения, регистрируемые в районах активного вулканизма, прямо или косвенно связанные с магматизмом, относятся к вулканическим землетрясениям.

Одной из первых попыток классификации вулканических землетрясений по форме записи и их связи с вулканической деятельностью была предпринята Российским вулканологом Г.С. Горшковым в 1949 г. [Горшков, 1954а]. Все землетрясения района Ключевской группы вулканов (Камчатка), зарегистрированные сейсмостанцией «Ключи» были разбиты на 7 типов. Так как аналоговая регистрация землетрясений велась с малым разрешением и небольшим увеличением, а также учитывая незначительную статистику, то эта классификация была достаточно условной. В работе [Горшков, 1954б] дано описание сейсмических явлений, сопровождавших извержение побочного кратера вулкана Ключевского (кратер Былинкиной). В этой работе были затронуты вопросы терминологии и впервые дано определение «вулканотектонических» землетрясений, приуроченных к районам активных вулканов, при этом имеющих механизм очага, как у тектонических событий.

В основу классификации вулканических землетрясений японского исследователя Т. Минаками [Minakami, 1960], положена их связь с активностью вулкана, форма записи и глубина очагов. В этой классификации выделены следующие типы землетрясений: тип А – землетрясения с преобладающей частотой $f \approx 10$ Гц и гипоцентрами под вулканической постройкой на глубинах до нескольких километров, которые, как правило, предваряют извержения. Тип В – роевые последовательности более длиннопериодных землетрясений с $f \approx 1-3$ Гц, которые регистрируются вблизи поверхности. Отдельные эксплозии в кратере вулкана сопровождаются взрывными вулканическими землетрясениями (эксплозиями). Квазипериодическое «вулканическое дрожание» регистрируется, когда непрерывно происходят эксплозии или непрерывно регистрируется множество землетрясений в постройке вулкана.

Позднее, на примере извержений вулканов Камчатки, были выделены 5 типов вулканических землетрясений [Токарев, 1966], хорошо согласующихся с классификацией Минаками. Тип I – землетрясения, очаги которых лежат в земной коре на глубине 5–30 км. Землетрясения I типа возникают в результате разрушения геосреды при деформации вулканической постройки и ее фундамента при движении и внедрении магмы. Более низкочастотные землетрясения II типа с нечеткими вступлениями P– и S–волн регистрируются как в период подготовки извержений, так и во время извержений. Считается, что очаги землетрясений II типа располагаются вблизи выводного канала на глубинах выше 3–5 км и связаны с движением магмы по выводному каналу. Тип III по форме записи напоминает тип II, но имеет большие периоды объемных волн и более интенсивные поверхностные волны. Очаги землетрясений этого типа располагаются в самых верхних слоях рыхлых осадков на удалении не более одного километра от активного кратера. Тип IV – взрывные землетрясения, регистрируются во время извержения и связан с взрывами газов в кратере вулкана. Тип V – вулканическое дрожание, представляющее собой непрерывные колебания, близкие к гармоническим, длительностью от нескольких минут до нескольких месяцев. Данная классификация применяется в КФ ФИЦ ЕГС РАН и в настоящее время [Сенюков, 2013].

В дальнейшем, с применением в сейсмологии цифровой регистрации и внедрением программ для детальной обработки и визуального анализа цифровых сейсмических сигналов с помощью компьютеров, появилась возможность более детально исследовать волновые формы вулканических землетрясений и с большей точностью определять координаты гипоцентров слабых землетрясений, что послужило толчком к возникновению более совершенной типизации, которая унаследовала типы землетрясений, выделенных ранее.

В работах [McNutt, 1996; Power, 1994; Гордеев, Сенюков, 1998] приведена классификация, предложенная на основании землетрясений, предварявших и сопровождавших извержения некоторых вулканов мира, зарегистрированных на расстоянии до 10 км от кратера вулкана, волновые формы которых приведены на рисунке 1.1.

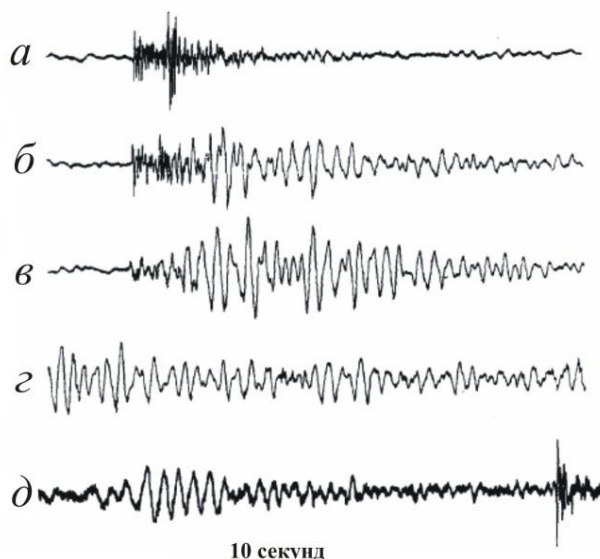


Рисунок 1.1 – Волновые формы различных типов вулканических землетрясений: *а* – вулcano–тектоническое; *б* – гибридное; *в* – длиннопериодное; *г* – вулканическое дрожание; *д* – взрывное. Землетрясения зарегистрированы: *а–г–в* ~8 км от кратера вулкана Редаут [Power, 1994]; *д* – на вулкане Павлов в 8.5 км от кратера [McNutt, 1996].

Вулcano–тектонические землетрясения имеют четкие вступления продольных *P*– и поперечных *S*–волн (рисунок 1.1*а*) с преобладающей частотой $f \approx 10$ Гц. Эти события связаны с хрупким разрушением геосреды в результате деформаций, обусловленных подъемом магмы к дневной поверхности за счет глубинных процессов.

Гибридные землетрясения характеризуются тем, что после четких вступлений с $f \approx 3$ –10 Гц в начальной части записи наблюдается запись ярко выраженных кода волн (рисунок 1.1*б*). Такая форма записи, по мнению многих авторов [Гордеев, Сеньюков, 1998; Carlisle, 2013; Power, 1994], обусловлена разрушением геосреды под воздействием давления магмы или флюида с образованием трещины и дальнейшего ее заполнения, выделяющейся из магмы газовой составляющей или флюидом. Также такие частоты могут быть связаны с резонансом канала [Neuberg et al., 2006]. Однако в работе [Harrington, Brodsky, 2007] на основе соотношения сейсмического момента и угловой частоты гибридных землетрясений, близкого к значениям для тектонических, особенности их волновых форм объясняются хрупким разрушением среды с низкой скоростью разрыва. Этот тип землетрясений, как правило, образует роевые

последовательности или мультиплеты, когда землетрясения с близкой энергией в течение длительного времени происходят квазипериодически.

Для длиннопериодных землетрясений с очагами в непосредственной близости от дневной поверхности характерна более низкая частота $f \approx 1\text{--}5$ Гц (рисунок 1.1*б*). Они, как и гибридные, образуют роевые последовательности или мультиплеты длительностью от нескольких часов до месяцев. Землетрясение в роях имеют близкие волновые формы. В некоторых работах этот тип землетрясений именуется «низкочастотными» (low frequency). Длиннопериодные землетрясения чаще всего связывают с движением жидкостей или газа [Harrington, Brodsky, 2007]. Таким образом они отражают колебания давления в вулканической постройке и служат индикатором приближающейся магмы к поверхности и соответственно возможного извержения [Chouet, 1996].

Вулканическое дрожание – непрерывные квазигармонические колебания, длительностью от нескольких минут до нескольких месяцев с преобладающими частотами $f \approx 1\text{--}5$ Гц, регистрируемые во время почти каждого вулканического извержения (рисунок 1.1*б*). В многочисленных работах указывается, что источник дрожания располагается в магматической питающей системе вулкана [Гордеев, 2007; Droznin et al., 2015].

Взрывные землетрясения сопровождают отдельные эксплозии в кратере вулкана (рисунок 1*е*).

В работе В.М. Зобина, выдержавшей три издания [Zobin, 2003, 2012, 2017], типизация осуществлена по записям вулканических землетрясений на расстоянии 4 км от кратера вулкана Колима (Северная Америка, Кордильеры). В целом, предложенная им классификация близка к выше рассмотренной. Особенностью этой классификации являются очень длиннопериодные землетрясения («very long period») с частотой 0.01 – 0.5 Гц, выделенные в 1999 г. [Arciniega–Seballos et al., 1999], связанные с неразрушающимся источником в магматической системе вулкана. В последней работе [Zobin, 2017] также рассматриваются семейства микроземлетрясений, связанные с эффузивной и эксплозивной активностью вулканов.

В работе [Гарбузова, Соболевская, 2009] выделен еще один тип землетрясений – низкочастотные серии. Землетрясения этого типа являются гибридом землетрясений типов II, III, IV и дрожания. Продолжительность серий может варьироваться от 2–3 минут до 2–3 часов и представляет собой ряд непрерывно следующих друг за другом поверхностных событий. Иногда в сериях выделяются объемные волны, но чаще всего они состоят из поверхностных волн. Диапазон частот этих событий $f \approx 0.5\text{--}2$ Гц. Землетрясения этого типа всегда сопровождают какую-либо активность на вулкане: эксплозии, пирокластические потоки, а также сход различного вида лавин с активных куполов.

Кроме общепринятых типов землетрясений, наблюдаемых на всех вулканах мира, в некоторых случаях регистрировался еще один тип – *tornillo* (винт), который характеризуется монохромным частотным спектром волновой формы и большой длительностью кода-волн [Cannata et al., 2012; Gomez, 1999]. Так, при сейсмических активизациях вулкана Волкано (Vulcano) (Липарские острова, Италия), регистрировались землетрясения, возникновение которых объяснялось взаимодействием водного флюида с магматическим телом [Milluzzo et al., 2010]. Также «винтовые» землетрясения наблюдались на вулкане Галерас (Galeras) (центральные Анды) перед и после извержений [Gomez, 1999].

Во время сейсмической активизации вулкана Иво-дзима (Японские острова) в сентябре 1997 г. регистрировались вулканические землетрясения с особой волновой формой. Особенностью данного типа была предваряющая основной толчок короткая запись слабых колебаний. Предполагается, что такие землетрясения могут возбуждаться пузырьками газа с последующим сдвиговым разрушением высоковязкой риолитовой магмы [Naokuni, Takayuki, 2002].

В некоторых случаях роевые последовательности гибридных и длиннопериодных землетрясений, сопровождающие выжимание вязких лавовых потоков или отдельных блоков на экструзивном куполе во время извержений андезитовых и дацитовых вулканов, имеют хорошо выраженный квазипериод их возникновения длительностью от долей до нескольких минут.

Такой сейсмический режим получил название «drumbeats» (барабанный бой) во время извержения в. Сент–Хеленс в 2004–2005 гг. (рисунок 1.2*a*) [Moran et al., 2008].

Особенностью землетрясений режима «drumbeats» являются: квазипериодичность их возникновения на протяжении длительного времени (от нескольких часов до месяцев), подобные волновые формы, и небольшие вариации динамического диапазона землетрясений с магнитудами $M < 3$. На рисунке 1.2 приведены примеры записей землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированных на некоторых андезитовых вулканах мира.

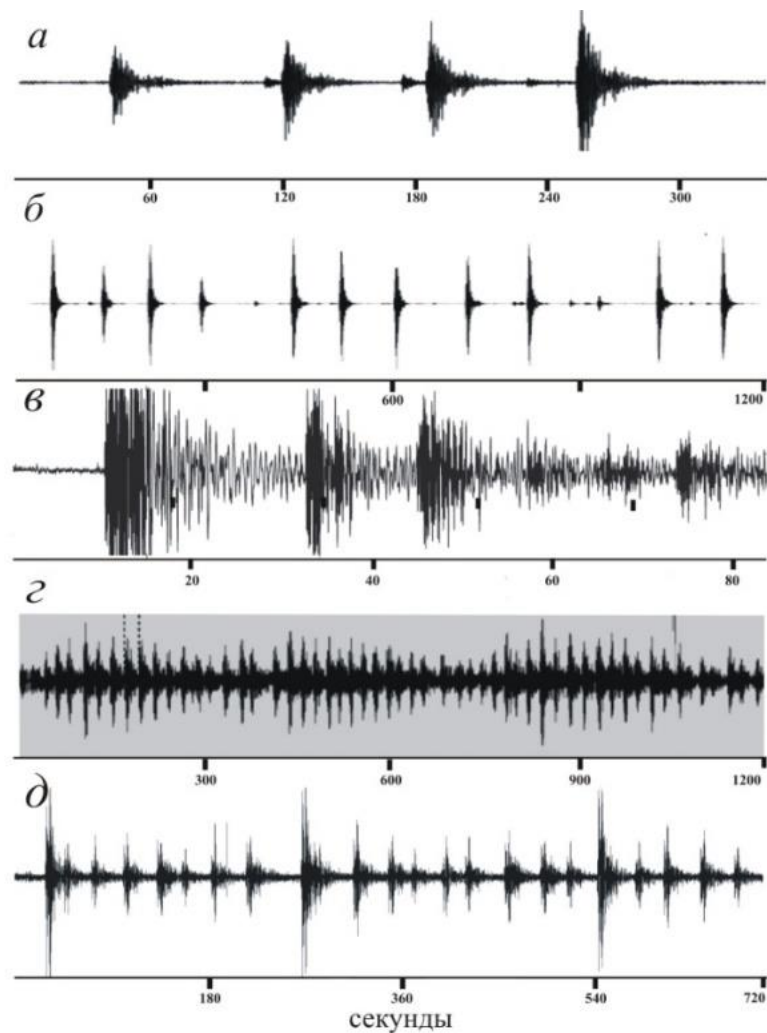


Рисунок 1.2 – Пример записи землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированных на вулканах: *a* – длиннопериодные землетрясения, Сент–Хеленс, 2005 г. [Matoza, Chouet, 2010]; *б* – длиннопериодные землетрясения, Редаут, 2009 г. [Carlisle, 2013]; *в* – гибридные землетрясения, Суффриере–Хиллс, 1995 г. [Rowe et al., 2004]; *г* – длиннопериодные землетрясения, Пичинча Гуагуа, 1999 г. [Garsia et al., 2007]; *д* – гибридные землетрясения, Кизимен, 2011 г. [Фирстов, Шакирова, 2012а].

1.2 Краткое описание вулканов, на которых наблюдался сейсмический режим «drumbeats»

В мировой практике вулканологических исследований четко выраженный режим «drumbeats» наблюдался сравнительно редко. По литературным данным известны извержения семи вулканов с андезитовым и дацитовым составом лав, расположенных в различных частях света, на которых наблюдался сейсмический режим «drumbeats»: Сент–Хеленс (Saint Helens, Каскадные горы, Северная Америка), 1982 и 2004–2005 гг.; Редаут (Redoubt, Алеутские острова, Аляска), 1989 г. и 2009 г.; Суфриере–Хиллс (Soufriere Hills, остров Монтсеррат, малые Антильские острова), 1995–1997 гг.; Пичинча Гуагуа (Guagua Pichincha, Западные Кордильеры, Южная Америка), 1999 г.; Ревентадор (Reventador, Восточные Анды, Эквадор), 2004–2005 г.; Августин (Augustine, о. Сент–Огастин, Аляска), 2004 и 2005 гг.; Тунгурауа (Tungurahua, Анды, Эквадор), 2015 г. (рисунок 1.3).

Вулкан Сент–Хеленс (2975 м) – стратовулкан, расположенный в округе Скамания, штат Вашингтон, США, с дацитовыми лавами. До извержения 1980 г. он представлял собой стратовулкан с крутыми склонами и абсолютной высотой 2975 м. Извержение вулкана 1980 г. началось с интенсивной сейсмической активности и фреатического извержения. Кульминацией стал обвал, сопровождавшийся направленным взрывом, с последующим мощным плинианским извержением [Endo et al., 1981]. В дальнейшем наблюдалось выжимание экструзивного купола в кратере вулкана [Vogoyavlenskaya et al., 1985]. В 1982–1983 гг. экструзивный купол выжимался со скоростью $0.7 \text{ м}^3/\text{с}$. К октябрю 1986 г. лавовый купол возвышался на 270 м над кратером, образовавшемся в 1980 г. и имел объем $(75\text{--}77) \times 10^6 \text{ м}^3$ [Swanson, Holcomb, 1990]. Вспышка активности наблюдалась в 2004–2006 гг., когда одновременно с выжиманием экструзивного купола регистрировались мощные эксплозии [Moran et al., 2008]. Выжимание экструзии со средней скоростью около $5 \text{ м}^3/\text{с}$ осенью 2004 г. до $1 \text{ м}^3/\text{с}$ в начале 2006 г. привело к образованию хребта, состоящего из трех пиков (рисунок 1.3), и равному примерно объему старого купола 1986 года [Sherrod et al., 2008].

Вулкан Редаут (3129 м) – андезитовый вулкан в южно–центральной Аляске с кальдерой диаметром 2.3·1.1 км [Bull et al., 2013]. Извержение вулкана Редаут в 1989–1990 гг. характеризуется мощными извержениями тefры с распространением на большие площади, пирокластическими и селевыми потоками и эпизодическим выжиманием купола с его последующим разрушением мощными эксплозиями [Power, 1994; Power et al., 2013b]. Во время этого извержения в результате экструзивного процесса возникло 14 куполов, 13 из которых впоследствии были разрушены гравитационным обвалом [Miller et al., 1998a]. Повторяющаяся цикличность «рост купола – разрушение» длилась до середины июня 1990 г. [Cornelius, Voight, 1994].

Перед извержением вулкана Редаут весной 2009 г. в течении шести месяцев наблюдались процессы, связанные с образованием криптокупола: поверхностные деформации, усиление на куполе газового и теплового потоков, рои слабых мелкофокусных землетрясений и вулканическое дрожание [Power et al., 2013a]. Новое извержение началось 22.03.2009¹ с мощных эксплозий с высотой эруптивного облака до 14 км и возникновением экструзивного купола, который был замечен 5 апреля (рисунок 1.3). Интенсивный рост купола наблюдался до середины июня, после чего скорость его роста замедлилась [Buurman et al., 2013].

Вулкан Суфриере–Хиллс (914 м) – вулкан, расположенный в южной части острова Монтсеррат (Малые Антильские острова), сложен из пород преимущественно андезитового состава [Robertson et al., 2000]. Его вершина состоит из нескольких вулканических куполов с главным кратером диаметром около одного километра, возникшим при обрушении вершины около 4 тысяч лет назад [Murphy et al., 2000].

Для извержения 1995–1999 гг. был характерен широкий спектр вулканических явлений: выжимание экструзивного купола с образованием раскаленных лавин (рисунок 1.3), отдельные

¹ Здесь и далее формат даты дд.мм.гггг.

эксплозии с формированием пирокластических потоков, а также, в некоторых случаях, селевые потоки [Sparks, Young, 2002].

В течение трех лет перед извержением в июле 1995 г. регистрировалась повышенная сейсмичность, после которой на протяжении 4 месяцев наблюдались фреатические извержения. В середине ноября 1995 г. с началом роста экструзивного купола они прекратились. К февралю 1997 г. купол занял весь кратер, и его мантия начала заполнять долину. Сильное извержение произошло 26.12.1997, которое началось с разрушения юго-западного сектора экструзивного купола и схождением мощных пирокластических потоков. Рост экструзивного купола прекратился в марте 1998 г. [Robertson et al., 2000].

С ноября 1995 года по декабрь 1997 года общий объем извергшейся андезитовой магмы оценивается в $24.6 \times 10^7 \text{ м}^3$, из которых объем купола составил $9.3 \times 10^7 \text{ м}^3$, $12.5 \times 10^7 \text{ м}^3$ пришлось на отложения пирокластических потоков и $2.8 \times 10^7 \text{ м}^3$ на пирокластику [Sparks et al., 1998].

Вулкан Пичинча Гуагуа (4787 м) – вулканический комплекс, расположенный в Западных Кордильерах (Эквадор), состоит из потухшего старого вулкана Руку и более молодого и активного вулкана – пик Гуагуа. Состав пород: андезиты и дациты [Siebert, 2010]. В 1999 году, после нескольких месяцев фреатической активности на пике Гуагуа наступил экструзивный период с выжиманием нескольких дацитовых куполов (рисунок 1.3), сопровождающийся эксплозиями и излиянием пирокластических потоков [García et al., 2007].

Вулкан Ревентадор (3485 м) – андезитовый вулкан, расположенный в Восточных Андах, Эквадор (рисунок 1.3). Кальдера вулкана заполнена изверженными продуктами. В 2002 г. произошло одно из крупнейших извержений, когда выбросы пепла достигали высоты 17 км над у.м., а пирокластические потоки распространялись до 8 км. В течение двух недель произошло выжимание двух лавовых потоков. В 2004 г. произошло выжимание новых экструзивных куполов, а в 2005 г. – сформировался еще один лавовый поток длиной 4 км [Lees et al., 2008].

Вулкан Августин (1260 м) – дацитовый стратовулкан, образующий одноимённый остров в заливе Кука, Аляска. Состоит из центрального купола, окруженного лавовыми потоками и

отложениями пирокластических потоков (рисунок 1.3). Извержения вулкана характеризуются эксплозивной активностью, пирокластическими потоками и выжиманием экструзивного купола на заключительной стадии извержения. Наиболее активный период извержения вулкана наблюдался в 2006 г., когда регистрировалось большое число эксплозий, предваряющихся повторяющимися землетрясениями [Buurman, West, 2010].

Вулкан Тунгурауа (5016 м) – стратовулкан, расположенный в южной части восточных Кордильер эквадорских Анд, сложенный из пород преимущественно андезитового состава. Его кратер, шириной 400 м, расположен северо–западнее вершины. Для трех исторических извержений 1773, 1886 и 1916–1918 гг. наблюдается общая закономерность – извержение заканчивается излиянием андезитовых лавовых потоков и выжиманием экструзивных куполов [Hall et al., 1999]. С 1999 года вулкан находится в стадии извержения с эруптивными циклами 4–12 месяцев, которые характеризуются эпизодами эксплозивной активности продолжительностью несколько месяцев, сменяющимися эпизодами покоя, включающими слабую фумарольную деятельность и слабые выбросы пепла или полный покой (рисунок 1.3). В 2006 и 2014 г. наблюдалось выжимание небольших лавовых потоков [Bell et al., 2017].

1.3 Общая характеристика сейсмических сигналов режимов «drumbeats»

Вулкан Сент–Хеленс. В период октябрь 2004 г. – май 2005 г. на Сент–Хеленс наблюдалось выжимание экструзии в кратере извержения 1980 г. [Morgan et al., 2008 a, b]. При этом регистрировались мультиплеты с квазипериодичностью 3 – 300 с и $M \leq 2$, обусловленные экструзивным процессом (рисунок 1.4а). За квазирегулярное возникновение землетрясений их назвали режимом «drumbeats». Позже, такое сейсмическое явление, наблюдавшееся при более ранних извержениях вулканов, стали относить к режиму «drumbeats». Землетрясения имели в начальной части частоту $f \sim 4 - 10$ Гц и частоту коды волн $f \sim 1$ Гц (рисунок 1.4б) и их можно отнести к гибридным. При точности определения ~ 100 м, очаги землетрясений располагались на глубине около одного километра вокруг или под экструзивным куполом [Horton et al., 2008].



Рисунок 1.3 – Расположение вулканов на карте мира, на которых наблюдался сейсмический режим «drumbeats». 1 – Сент-Хеленс [https://www.sott.net/image-s3/67021/full/St_Helens.jpg], врезка [Iverson, 2006]; 2 – Редаут [<https://facte.ru/wp-content/uploads/2018/06/redoubt2.jpg>]; 3 – Суффриере-Хиллс [<https://volcanocafe.files.wordpress.com/2014/01/11adb1c.jpg>]; 4 – Пичинча Гуагуа [Garcia et al., 2007]; 5 – Ревентадор [<https://volcanohotspot.wordpress.com/2015/07/08/el-reventador-the-ripper/>]; 6 – Августин [https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/28/Augustine_Volcano_Jan_12_2006_edited-1.jpg]; 7 – Кизимен [https://i.photographers.ua/thumbnails/pictures/32516/800xc-users_rrri_desktop_aklm1515.jpg]; 8 – Тунгурауа [<https://ru.wikipedia.org/wiki/Тунгурауа>].

В 1984 году, после катастрофического извержения Сент–Хеленс в мае 1980 года, регистрировались рои поверхностных землетрясений с идентичными волновыми формами, они позже также были отнесены к режиму «drumbeats» [Fremont, Malone, 1987].

Землетрясения были сгруппированы в несколько мультиплетов, содержащих большое количество близких по форме и слабым по энергии событий. Плотная сеть сейсмических станций позволила установить, что большинство событий, произошедших в течение 12 часового периода в сентябре 1984 года, располагались под лавовым куполом в небольшом объеме диаметром ~ 30 м [Fremont, Malone, 1987].

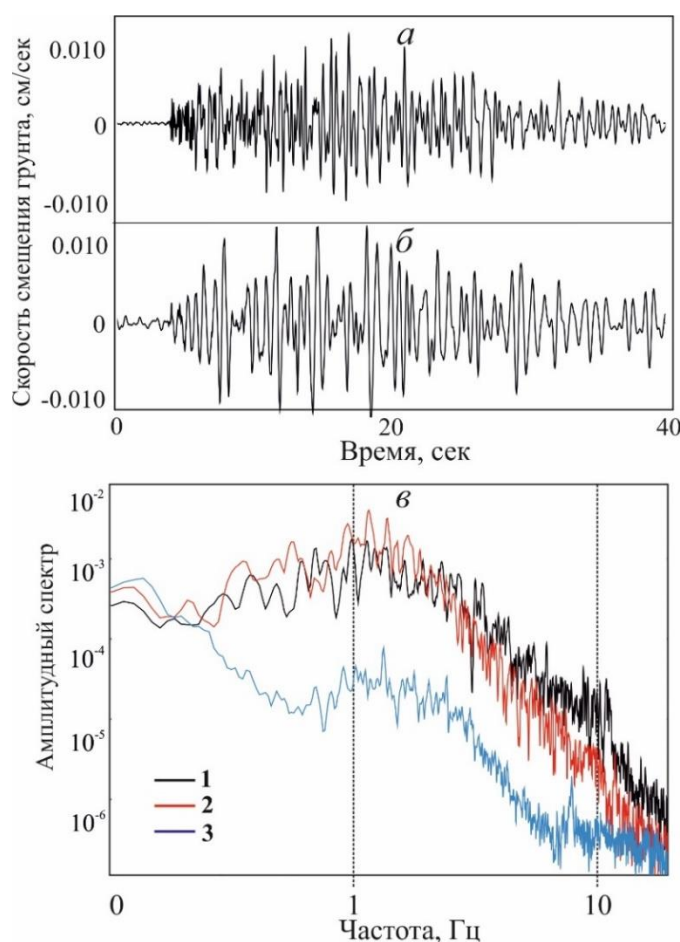


Рисунок 1.4 – Примеры волновых форм землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированные в 2004 г. на вулкане Сент–Хеленс и их амплитудные спектры: *a* – гибридное, *б* – длиннопериодное, *в* – амплитудные спектры. 1 – гибридное, 3.10.2004, 2 – длиннопериодное 28.11.2004, 3 – фон, 01.11.2004 г. [Horton et al., 2008].

Вулкан Редаут. В декабре 1989 г. в районе конуса вулкана Редаут регистрировались слабые землетрясения с квазипериодичностью 3–5 в минуту, имеющие подобные волновые

формы с преобладающей частотой $f \sim 2$ Гц [Cornelius, Voight, 1994]. Волновые формы землетрясений, а также динамика развития сейсмичности напоминали землетрясения и сейсмичность, предшествующие выжиманию экструзивных куполов на вулкане Сент-Хеленс в 1984 г. [Fremont, Malone, 1987]. Исходя из этого был сделан прогноз, что возникшая сейсмичность обусловлена экструзивным процессом. Действительно, в конце декабря 1989 г. в кратере вулкана был зафиксирован появившийся экструзивный купол. Таким образом, удалось предсказать начало выжимания экструзивного купола за несколько дней до его визуального подтверждения. В дальнейшем, при замедлении роста купола, землетрясения перестали регистрироваться [Power, 1994].

При следующем извержении вулкана Редаут в 2009 г. было зарегистрировано шесть роевых последовательностей длительностью от часа до нескольких дней, состоящих из десятков до нескольких тысяч гибридных и длиннопериодных землетрясений (рисунок 1.5) [Carlisle, 2013]. Три роевых последовательности предшествовали сильным эксплозивным извержениям.

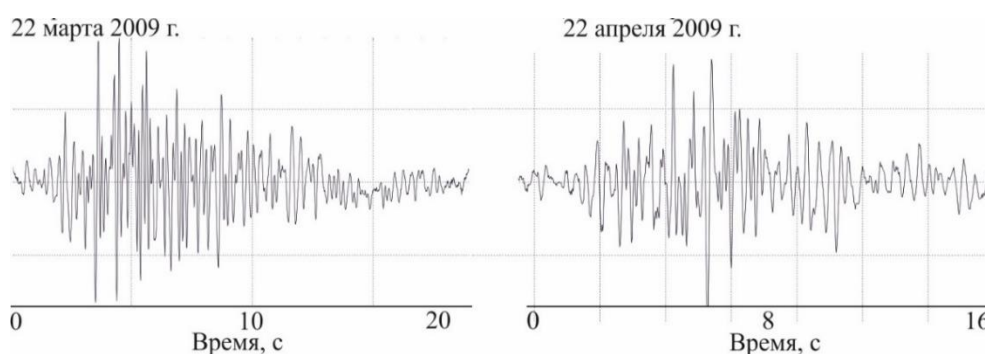


Рисунок 1.5 – Примеры землетрясений, зарегистрированных на расстоянии 3 км от кратера вулкана Редаут при извержении в 2009 г. [Carlisle, 2013]. Гибридное землетрясение слева и длиннопериодное – справа.

Первая роевая последовательность длительностью ~ 29 часов была отмечена за 25 дней до первой сильной эксплозии 26.02.2009. В начале роя регистрировалось до 90 событий в час, но затем количество землетрясений быстро уменьшилось до 30. Магнитуда большинства землетрясений не превышала $M < 1.7$, с максимумом спектральной плотности

мощности в диапазоне частот $f=1-7$ Гц и с хорошо выраженным спектральным пиком на ~ 2.5 Гц [Vuurman et al., 2013].

Вулкан Суфriere–Хиллс. В период с августа 1995 года по август 1996 года одновременно с выжиманием лавового купола на Суфriere–Хиллс регистрировалось большое количество вулканических землетрясений (рисунок 1.6) [Miller et al., 1998b]. Землетрясения, которые регистрировались двумя сейсмостанциями, с подобными волновыми формами и близкими магнитудами, происходили через регулярные промежутки времени (от <1 секунды до десятков минут) образуя мультиплеты различной длительности.

Вначале землетрясения происходили более регулярно и с большей амплитудой, в конце роя реже и с меньшей амплитудой. Иногда, в течение нескольких часов одновременно регистрировались две группы землетрясений с разными амплитудами и волновыми формами, что свидетельствовало о двух источниках генерации землетрясений. Гипоцентры гибридных землетрясений располагались на глубине 1.7 ± 0.2 км выше уровня моря под кратером. Энергетический спектр имел диапазон доминирующих частот $f \sim 1.5-3.3$ Гц [White et al., 1998].

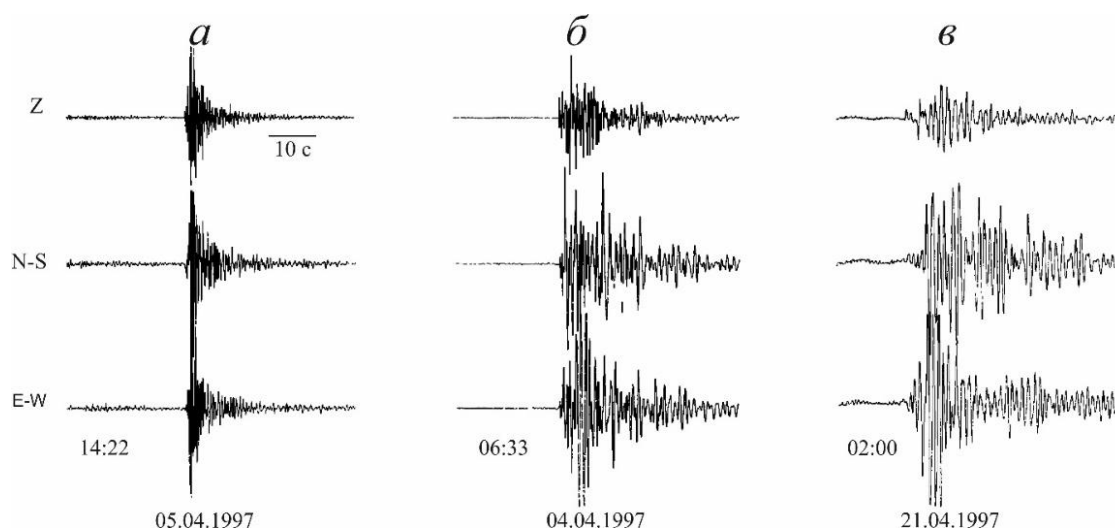


Рисунок 1.6 – Примеры вулканических землетрясений, зарегистрированных на вулкане Суфriere–Хиллс: *a* – вулкано–тектоническое; *b* – гибридное; *v* – низкочастотное [Miller et al., 1998b].

В начале и в конце роевых последовательностей, состоящих из гибридных землетрясений, иногда наблюдались длиннопериодные землетрясения с более высокой магнитудой. Они имели четкие вступления S – волн, со значительным спектральным пиком в диапазоне $f=1.0-2.6$ Гц. Их гипоцентры также располагались выше уровня моря под кратером [Miller et al., 1998b].

Вулкан Пичинча Гуагуа. Во время извержения вулкана Пичинча в 1999 г. с 8 по 25 сентября наблюдался рой землетрясений, когда за 17 дней было зарегистрировано более 1000 событий [García et al., 2007]. Непосредственно перед первой эксплозией 26 сентября количество землетрясений резко возросло. Новый дацитовый купол появился на поверхности между 27 и 29 сентября. До конца декабря регистрировались еще несколько мультиплетов, в течение суток количество землетрясений достигало 400. Синхронно с появлением мультиплетов отмечался рост внутрикратерной экструзии, высота которой уменьшалась во время мощных эксплозий [García et al., 2007].

Перед каждым мультиплетом события распределялись случайным образом во времени. Затем временной интервал между событиями постепенно уменьшался и упорядочивался, возникал режим «drumbeats». К концу мультиплета землетрясения начинали регистрироваться хаотично и затем прекращались, после чего в некоторых случаях наблюдалась эксплозивная деятельность (рисунок 1.7а). Очаги землетрясений с подобными волновыми формами (рисунок 1.7б) располагались в постройке вулкана на глубинах от 3 до 1 км над у.м. [García et al., 2007].

Во время этого извержения с помощью наклономеров отслеживались деформации конуса вулкана [García et al., 2007]. Синхронно с роями землетрясений наклонометры регистрировали подъем поверхности конуса, свидетельствующий о поступлении магмы в постройку вулкана, приводящей к возникновению деформационных процессов, сопровождающихся сейсмичностью.

В среднем наклоны, указывающие на вздымание конуса вулкана, составляли ~ 10 мкрад на расстоянии 3 км. Самый сильный наклон в 26 мкрад был зарегистрирован в период 18–21.11.1999, когда на куполе наблюдался рост обелиска объемом $\sim 0.5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

После его обрушения 26 ноября по данным наклономеров произошло заметное проседание конуса, что связывалось с резким уменьшением давления под экструзивным куполом [Garcia et al., 2007].

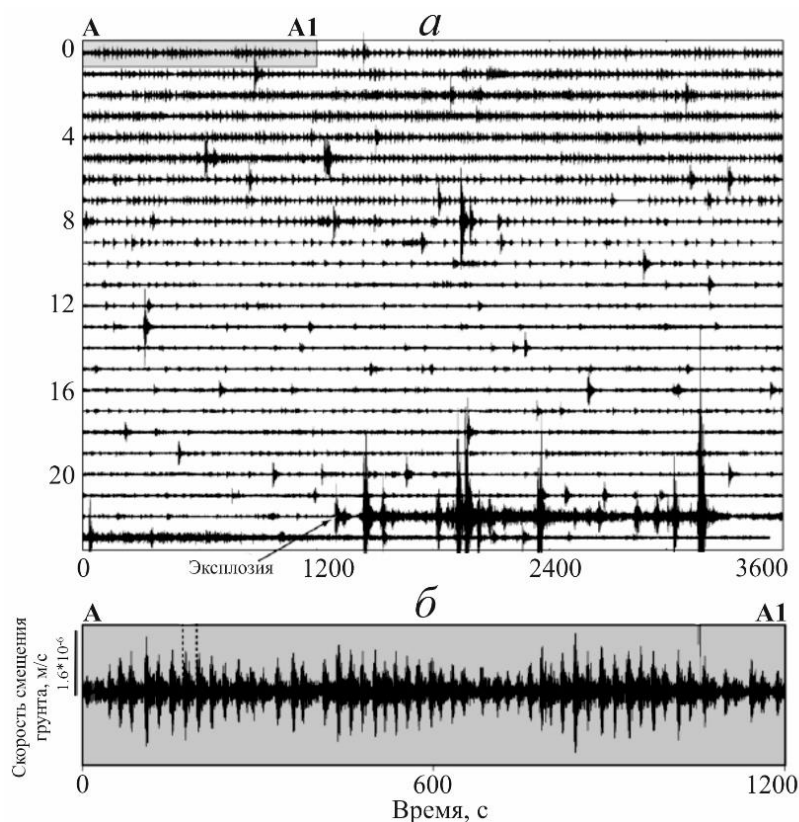


Рисунок 1.7 – Суточная сейсмограмма землетрясений режима «drumbeats» на вулкане Пичинча Гуагуа 2.12.1999 (а), увеличенный фрагмент записи сейсмограммы участка А – А' (б) [Garcia et al., 2007].

Вулкан Ревентадор. Необычная эволюция динамики сейсмических сигналов на вулкане Ревентадор наблюдалась в августе–сентябре 2005 г. во время извержения стромболианского типа. В течение шести недель регистрировались вулcano–тектонические и длиннопериодные землетрясения, дрожание, фумарольная активность и землетрясения режима «drumbeats» [Lees et al., 2008].

Как правило, после периода эксплозивной активности с интенсивной дегазацией, выделение газов из кратера вулкана снижалось со снижением энергии сейсмических сигналов и возникал режим «drumbeats». Было зарегистрировано, не менее шести мультиплетов режима «drumbeats» со средней квазипериодичностью 32 ± 6 с (рисунок 1.8). Волновые формы землетрясений напоминали землетрясения, зарегистрированные на вулкане Сент–Хеленс во время выжимания экструзивного купола, но с меньшей средней амплитудой. Исходя из этого было сделано предположение, что в этом случае режим «drumbeats» сопровождал выжимание внутрикратерной экструзии, которая визуально не могла быть видима из–за большой его глубины. После того как прекращались регистрироваться землетрясения режима «drumbeats», возобновлялась эксплозивная активность за счет фрагментации выжатой порции вязкой магмы [Lees et al., 2008].

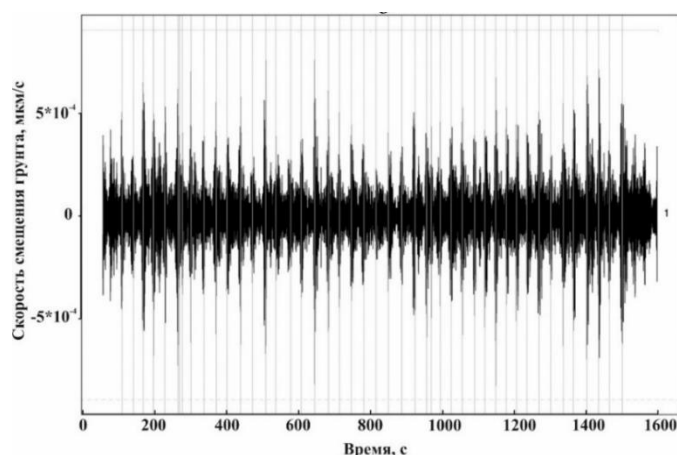


Рисунок 1.8 – Фрагмент записи мультиплета землетрясений режима «drumbeats» 29.08.2005 на вулкане Ревентадор. Начало отсчетов соответствует времени 22:14 UTC. Сейсмический сигнал отфильтрован полосовым фильтром с граничными частотами 1–2 Гц [Lees et al., 2008].

Увеличение числа землетрясений режима «drumbeats» указывало на ускорение процесса поступления магмы, что приводило к повышению уровня эксплозивной активности [Lees et al., 2008].

Вулкан Августин. Во время извержения вулкана Августин в 2005–2006 гг. регистрировались повторяющиеся землетрясения с квазипостоянными волновыми

формами. В течение января 2006 г. их было зарегистрировано более 3500. Большинство гипоцентров землетрясений находились в постройке вулкана на глубине 500 м над у.м. [Sumiejski et al., 2009].

Анализ гипоцентров землетрясений за период апрель 2005 – январь 2006 г. (рисунок 1.9) показал, что их глубины мигрировали в течение всего периода, начиная с ноября 2005 г. Гипоцентры смещались вверх, ближе к кратеру вулкана, это является прямым доказательством того, что сейсмичность вызвана подъемом магмы к поверхности. Наклон зоны сейсмичности на северо–запад – юго–восток коррелирует с ориентацией и расположением вершины интрузивного объема вдоль плоскости погружения, полученной из GPS–моделирования роста деформации поверхности вулкана (черная линия на рисунке 1.9) [Syracuse et al., 2011].

Рой гибридных землетрясений, предшествовавший двум первым эксплозиям в январе, характеризовался высокими частотами, что свидетельствовало о том, что большая часть энергии была высвобождена путем разрушения породы. Первые два взрыва были преимущественно газообразными и содержали мало пепла. Вероятно, высокочастотные землетрясения были вызваны движением газа под высоким давлением перед поступающей магмой, которая изверглась позже [Sumiejski et al., 2009].

Последующие эксплозии предварялись землетрясениями с более низкими частотами. Также низкочастотные землетрясения регистрировались после эксплозий. Такая тесная связь между взрывами и низкочастотными землетрясениями свидетельствует о том, что эти землетрясения напрямую связаны со взрывными процессами. Предположительно, низкочастотные землетрясения являются результатом движения магматических жидкостей, поднимающихся из магматического очага, в то время, как предшествующие мультиплеты гибридных землетрясений происходят за счет взаимодействия между внедряющейся магмой, содержащей флюиды и вмещающими породами вулкана [Buurman, West, 2010].

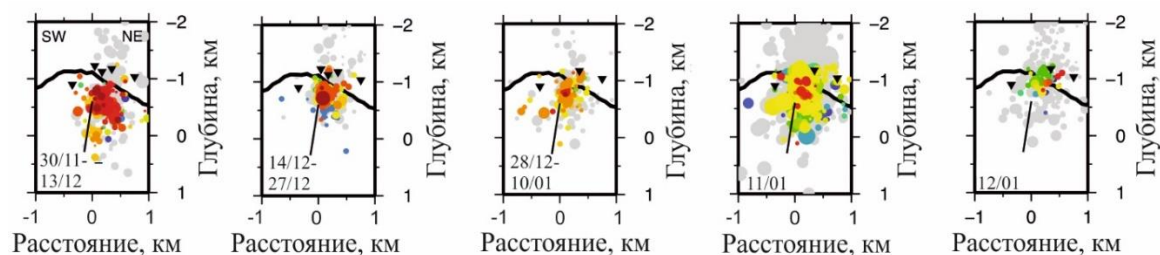


Рисунок 1.9 – Вертикальные разрезы, демонстрирующие положение гипоцентров землетрясений с интервалом две недели до извержения вулкана Августин 11 января 2006 г. [Syracuse et al., 2011].

Вулкан Тунгурауа начиная с 1999 г. проявлял высокую активность, но с сентября 2014 г. по апрель 2015 г. наблюдался сравнительно продолжительный период покоя вулкана. С января 2015 г. начали фиксироваться деформации поверхности вулкана, свидетельствующие о повышении давления в магматической системе. Непрерывное дрожание начало регистрироваться 5 апреля, а 9 апреля произошел постепенный переход к отдельным длиннопериодным землетрясениям. Первый мультиплет периодических землетрясений с квазирегулярной амплитудой (режим «drumbeats») начал регистрироваться 10 апреля (рисунок 1.10а). Частотный диапазон землетрясений составил 1–6 Гц со спектральным пиком на частоте 3 Гц (рисунок 1.10б). Через 12 часов после первого мультиплета был зарегистрирован второй мультиплет, в котором землетрясения имели большую амплитуду и более длительный период между ними. Третий мультиплет, с более длительными и менее регулярными интервалами между событиями, произошел примерно через 20 часов [Bell et al., 2017].

Принимая во внимание отсутствие экструзии, были предложены два механизма возникновения режима «drumbeats» на Тунгурауа в апреле 2015 г.: (1) процесс дегазации с последующей миграцией к поверхности потока газов; (2) процесс разрушения геосреды за счет движения магмы.

В работе [Bell et al., 2017] отдается предпочтение механизму возникновения режима «drumbeats» за счет движения потока флюида/газов в сети резонирующих трещин, которые возникают перед фронтом постепенно поднимающейся магмы.

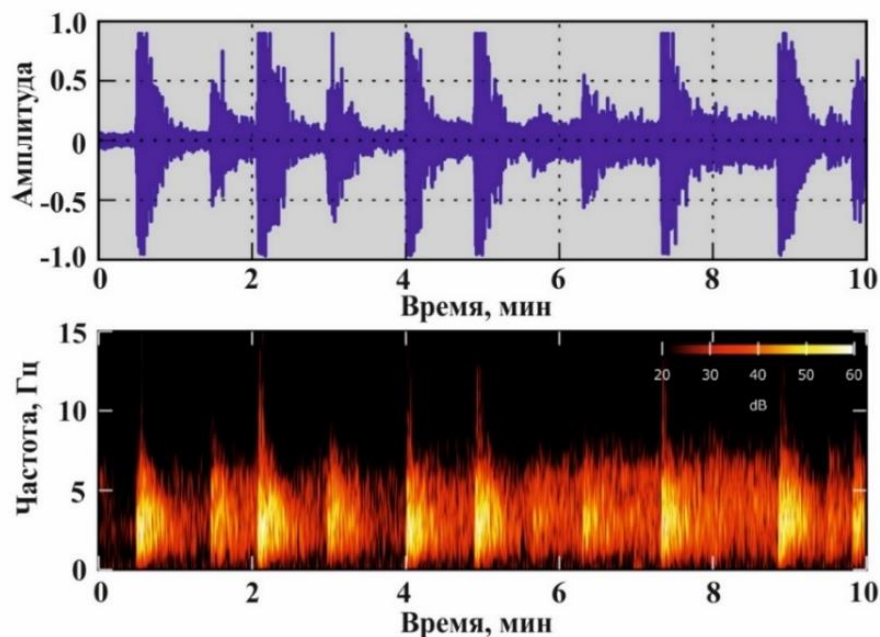


Рисунок 1.10 – Фрагмент записи длиннопериодных землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированных на вулкане Тунгурауа 10 апреля 2015 г. (а), и его спектрограмма (б) [Bell et al., 2017].

1.4 Выводы к главе 1

Рассмотрены типы вулканических землетрясений, предваряющие и возникающие во время извержений вулканов с различным составом лав. Согласно современной классификации вулканических землетрясений выделяются три основных типа: вулcano–тектонические, гибридные и длиннопериодные. Механизм очага вулcano–тектонического землетрясения схож с механизмом тектонического и связан с хрупким разрушением геосреды в результате деформаций, обусловленных подъемом магмы к дневной поверхности. Механизм генерации гибридных землетрясений объясняется хрупким разрушением и образованием трещины во вмещающих породах вблизи магматического очага или магмовода, с последующим заполнением трещин магмой или флюидом. Длиннопериодные землетрясения связываются с движением поднимающейся магмы вблизи дневной поверхности, а в некоторых случаях ее взаимодействием с гидротермальными водами.

Начальная стадия экструзивных извержений андезитовых и дацитовых вулканов, как правило, сопровождается роевыми последовательностями землетрясений. В некоторых

случаях при выжимании вершинной экструзии наблюдается сейсмический режим «drumbeats», характеризующийся возникновением мультиплетов землетрясений (квазипериодических землетрясений с близкой энергией) продолжительностью от нескольких минут до месяцев.

Выделены особенности сейсмического режима «drumbeats», наблюдавшегося при извержении андезитовых и дацитовых вулканов мира. По форме записи землетрясения режима «drumbeats» относились к гибридным или длиннопериодным с преобладающими частотами диапазона 0.8–7 Гц со спектральным пиком на частоте 2–3 Гц. Когда частота следования землетрясений возрастала, их сейсмическая запись сливалась, напоминая спазматическое вулканическое дрожание.

Рассмотрены три основные модели механизма, ответственного за возникновение режима «drumbeats». В первой модели возникновение землетрясений объясняется переходным процессом, обусловленным вариациями давления в резонирующей трещине шириной несколько сантиметров [Buurman et al., 2013]. Во второй модели источником землетрясений рассматривается резонирующий участок магматического канала шириной несколько десятков метров и длиной несколько сотен метров [Scott et al., 2008]. В третьей модели за возникновение режима «drumbeats» отвечает механизм прерывистого скольжения «stick–slip», возникающий на границе выжимаемого экструзивного купола [Iverson et al., 2006].

Основные параметры сейсмического режима «drumbeats», зарегистрированного на вулканах мира, представлены в Приложении А.

ГЛАВА 2. СИСТЕМА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

2.1 Сеть сейсмических станций на полуострове Камчатка

Использовался материал наблюдений за сейсмичностью вулкана Кизимен во время его извержения в 2010–2013 гг. по данным региональной сети сейсмических станций Камчатского филиала Федерального исследовательского центра Единая Геофизическая служба РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН).

Основа Камчатской региональной сети сейсмических станций (с/ст) была заложена Тихоокеанской сейсмической экспедицией Института Физики Земли АН СССР совместно с Комплексной геолого–геофизической обсерваторией Сибирского Отделения АН СССР под руководством С.А. Федотова (впоследствии академика РАН) и функционирует с 1961 г. [Федотов и др., 1964].

Основной задачей сейсмологических наблюдений является непрерывная регистрация полного диапазона сейсмических сигналов от микросейсмических колебаний до катастрофических землетрясений. Способность сейсмической станции регистрировать и обнаруживать землетрясение определяется техническими характеристиками оборудования, энергией землетрясения и уровнем шума на станции, а также ее удаленностью от очага.

Сеть постоянно действующих сейсмических станций КФ ФИЦ ЕГС РАН включает в себя: сеть стационарных сейсмических станций, сеть радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС) и сеть станций регистрации сильных движений. Число действующих сейсмических станций составляет 68 (рисунок 2.1).

В качестве датчиков сейсмических сигналов используются велосиметры: Guralp (Англия) CMG–3 ($T_s=120$ с), CMG–6 ($T_s=30$ с) и CMG–6TD с встроенным регистратором [<http://www.guralp.com/products>], Streckeisen (Швейцария) STS–1 ($T_s=360$ с), STS–2 ($T_s=120$ с); Geotech (США) KS–2000 ($T_s=100$ с); ОКБ ИФЗ (Россия) CM3–KB ($T_s=2$ с), CM3 ($T_s=1.2$ с) [Аппаратура ..., 1974]; НПП “Геотех” (Россия) CM3–OC ($T_s=50$ с). Для регистрации

сильных движений используются акселерометры Guralp (Англия) CMG-5 (0–100 Гц) и CMG-5TD с встроенным регистратором [Мишаткин и др., 2011].

Сеть стационарных сейсмических станций работает на Камчатке уже более 60 лет. В 2012 г. все станции оснащены оборудованием с цифровой регистрацией. На станциях установлены велосиметры CM3-OC, CM3-KB, CMG-3TB, акселерометры CMG-5T. Опорные станции для службы предупреждения о цунами оснащены акселерометрами CMG-5T и CMG-5TD, велосиметром STS-2 и KS-2000 [Чебров и др., 2012а].

Сеть РТСС состоит из 39 сейсмических станций с передачей аналоговых сигналов в приемные центры сбора и первичной обработки информации по радиотелеметрическим каналам, включающая три куста станций: Петропавловский (20 станций), Козыревский (10), Ключевской (9) (рисунок 2.1). Приемные центры центральной Камчатки (п. Козыревск и п. Ключи) включены в локальную сеть КФ ФИЦ ЕГС РАН с информационным центром в г. Петропавловск–Камчатский. На всех станциях установлен трехкомпонентный комплект короткопериодных каналов на базе сейсмометра CM-3 для регистрации скорости смещения грунта в полосе частот 0.5–20 Гц. На некоторых РТСС вблизи действующих вулканов работают высокочувствительные каналы CM3-ВЧ (рисунок 2.2) [Чебров и др., 2012а].

Станции регистрации сильных движений представляют собой особый класс сейсмических приборов, предназначенных для записи без искажений колебаний земной поверхности, возникающих от сильнейших, катастрофических землетрясений. Как показывает практика, наилучшим образом для регистрации колебаний от сильнейших землетрясений подходит запись ускорения смещения грунта в точке регистрации, поэтому датчики большинства приборов сильных движений представляют собой акселерометры. В качестве регистраторов применяются аналоговые приборы (ССР3-М, SМАС-Q, ИСО-ПМ) и цифровые (CMG-5T, CMG-6TD).

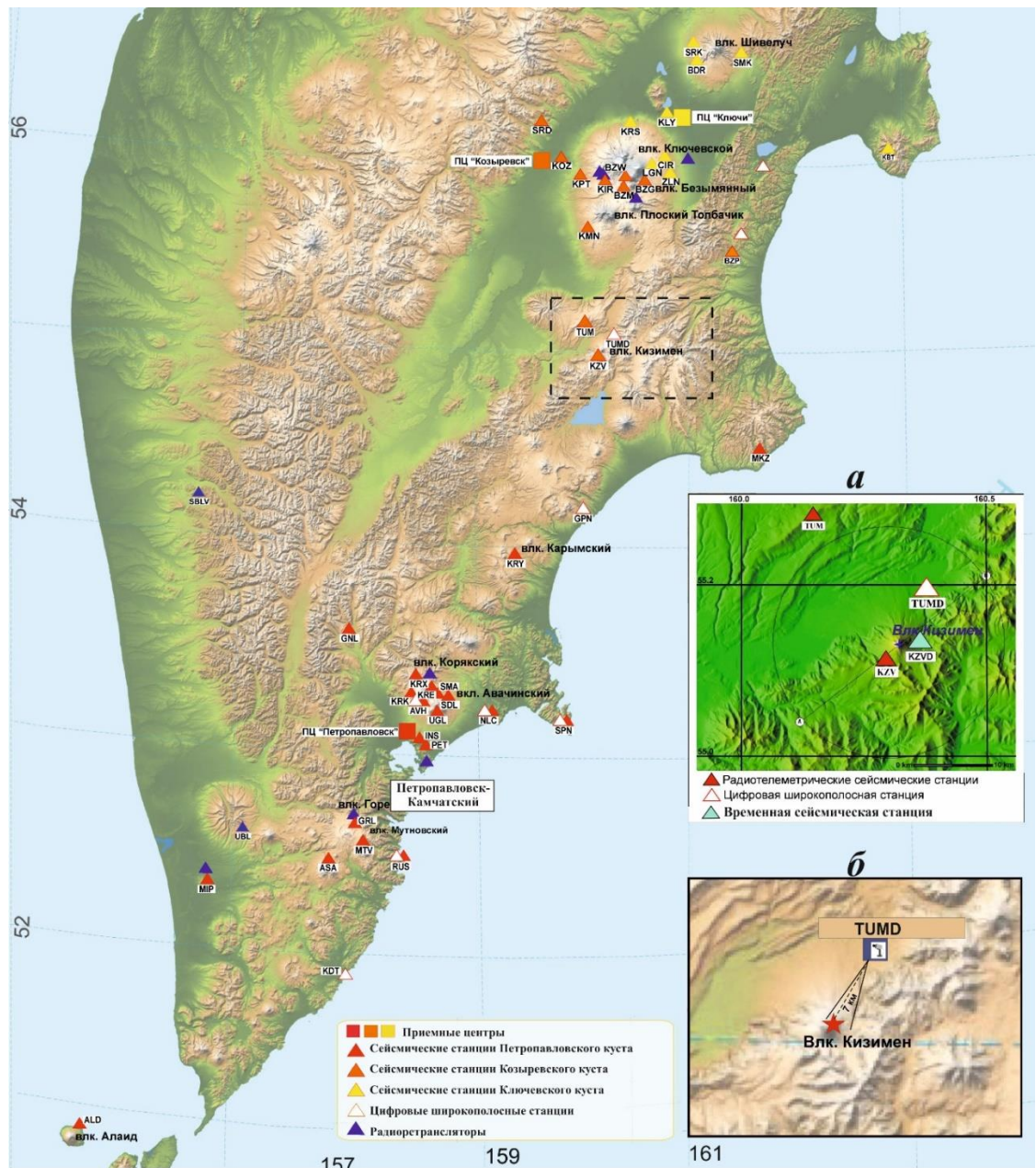


Рисунок 2.1 – Сейсмическая сеть КФ ФИЦ ЕГС РАН и расположение вулкана Кизимен на полуострове Камчатка. На врезках показаны ближайшие к вулкану Кизимен сейсмические станции (а) и пункт видеонаблюдения за вулканом Кизимен (б).

Разномасштабные сети станций с различной разрешающей способностью дают возможность регистрировать без искажений как сильнейшие тектонические землетрясения с магнитудой $M > 8$, так и слабые землетрясения с $M \leq 1$. Возможности основной аппаратуры, применяемой на сети сейсмических станций на полуострове Камчатка, приведены на рисунке 2.2. Данные всех сейсмометрических каналов стационарных станций и РТСС доступны операторам в режиме реального времени [Чебров и др., 2012а].

В КФ ФИЦ ЕГС РАН была создана система комплексного мониторинга вулканов, целью работы которой является мониторинг вулканической активности для оперативных оценок состояния вулканов, информирования в случае опасности населения полуострова Камчатка и Северных Курильских островов, обнаружения пепловой опасности для авиалайнеров на многочисленных международных трассах, пролегающих через полуостров Камчатка. Создание системы мониторинга осуществлялась в рамках федеральной целевой программы «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации» от 7.07.2011. Были разработаны и внедрены пункты комплексных наблюдений на вулканах (ПНВ). ПНВ представляют из себя программно–технические комплексы включающие: сбор и передачу первичных данных, систему электропитания, систему контроля и управления оборудованием пункта. Методы и виды наблюдений на ПНВ: сейсмический, акустический, деформационный (GPS, наклонометры), метео, видеонаблюдения [Чебров и др., 2012б].

В районе вулкана Кизимен работают три постоянные с/ст. Расположение с/ст относительно вулкана показано на врезке рисунка 2.1а и их координаты в таблице 2.1. Из них две – РТСС: «Тумрок» («TUM»), установленная в 20 км от вершины вулкана в 2003 г.; «Кизимен» (KZV), установленная в 2.6 км в 2009 г.; а также ПНВ–А (автономный) «Тумрок, источники» (TUMD), установленный в июле 2011 г. в 8 км.

На с/ст KZV и TUM регистрация ведется по трем составляющим скорости колебания грунта в диапазоне частот 0.5–20 Гц короткопериодными сейсмометрами CM3 с $T_s=1.2$ с, дополнительно установлен высокочувствительный канал. На TUMD установлен Guralp CMG–6TD с частотным диапазоном регистрации 0.033–40 Гц [Чебров и др., 2012а]. Также на TUMD установлена IP–видеокамера, которая в режиме реального времени с дискретностью одна минута передает данные в приемный центр «Петропавловск–Камчатский» через канал спутниковой связи VSAT (рисунок 2.1б).

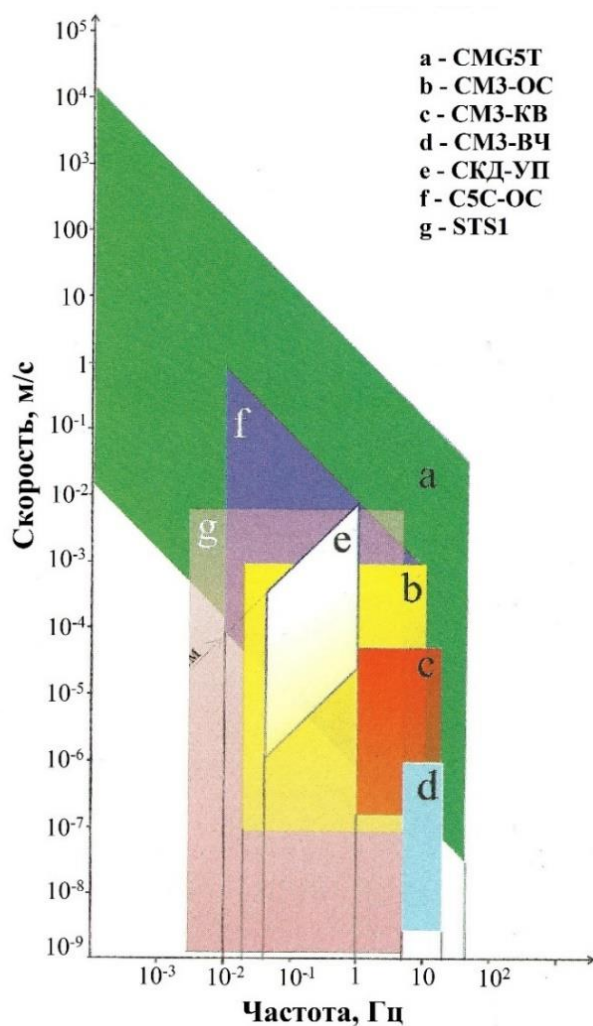


Рисунок 2.2 – Схематическое представление возможностей аппаратуры, применяемой на сети сейсмических станций на полуострове Камчатка [Камчатский..., 2009]. а – g – сейсмометры, установленные на с/ст КФ ФИЦ ЕГС РАН.

На удалении 3 км от вершины вулкана Кизимен в районе лавового потока 29.04.2012 установлена временная сейсмическая станция KZVD (таблица 2.1) [Шакирова, 2012]. Она представляла собой портативный широкополосный акселерометр CMG–5TD.

Таблица 2.1 – Координаты ближайших к вулкану Кизимен сейсмических станций и их высоты над у.м.

Станция	Код	Широта, <i>гр. с.ш.</i>	Долгота, <i>гр. в.д.</i>	Высота, м	Удаленность, км
Кизимен	KZV	55.113	160.294	1509	2.6
Тумрок	TUM	55.283	160.146	1213	20.0
Тумрок, источники	TUMD	55.203	160.399	486	8.0
Кизимен Guralp	KZVD	55.113	160.369	1222	3.0

В КФ ФИЦ ЕГС РАН ежедневная оценка текущего состояния вулканов Камчатки осуществляется по данным сейсмологических, спутниковых и видео/визуальных наблюдений. Комплексная оценка активности вулкана за сутки базируется на понятии «фоновая» (или нормальная) сейсмическая активность, уровень которой характеризуется отсутствием проявлений вулканической активности, представляющей реальную опасность (пепловые выбросы, лавовые потоки, лавины из раскаленного материала). Индивидуальный уровень для каждого вулкана оценивается из опыта длительных наблюдений. Число землетрясений в окрестности того или иного вулкана, их пространственно–временное распределение, количество выделившейся энергии, спектральной состав, определяют два уровня активности: «фоновый» и «выше фона» [Сенюков, 2004, 2013].

Повышенная сейсмичность в районе вулкана означает, что в ближайшее время вулкан может начать извергаться. Именно на этом основана система предупреждения о вулканической опасности, которая реализована с помощью четырехцветной шкалы кодов опасности (без детализации каких–либо параметров) [Сенюков, 2004]. Цветовой код определяется по уровню сейсмической активности за сутки по данным сейсмических станций, располагающихся в районах наиболее активных вулканов Камчатки (рисунок 2.1). Каждому цветовому коду для отдельно взятого вулкана экспериментально определено фиксированное количество событий, их тип и энергия. Это дает возможность в режиме близкого к реальному времени давать оценку состояния того или иного вулкана за сутки и представлять зарегистрированные результаты в простом и удобном формате [Сенюков, 2004] [<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>].

2.2 Методика обработки записей сейсмических событий

В КФ ФИЦ ЕГС РАН при оперативной обработке сейсмических сигналов до конца 2009 г. координаты землетрясений определялись по программе NIPO [Мельников, 1990]. Начиная с января 2010 г. обработка записей сейсмических событий производилась с

использованием интерактивной программы DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010], которая предназначена для детальной обработки и визуального анализа цифровых сейсмических сигналов, поступающих с сейсмических станций. Программа позволяет оперативно оценивать основные параметры землетрясений (координаты эпицентра, глубину гипоцентра, величину энергетического класса) по записям на трех и более станциях. В программе имеется возможность определения положения гипоцентра землетрясения с использованием различных годографов, а также определение положения гипоцентра выше уровня моря.

Для контроля качества определения первых вступлений сейсмических волн и оценки времени в очаге используется график Вадати, по которому производится построение зависимости разницы прихода продольных и поперечных волн ($t_s - t_p$) от моментов прихода Р – волн (t_p).

В программе DIMAS предусмотрен расчет поляризационных характеристик сигнала, что позволяет оценивать азимут на эпицентр и угол выхода луча Р–волны. При наличии $t_s - t_p$ и азимута положение эпицентра землетрясения может быть рассчитано по одной станции, имеющей трехкомпонентную запись. При расчете глубины землетрясения по данным с/ст KZV использовалась формула:

$$H = \cos\gamma \cdot S - 1.5 \quad (2.1)$$

где H – глубина, км; γ – угол выхода луча Р–волны; S – расстояние между гипоцентром и с/ст KZV, км; 1.5 – высота с/ст KZV над уровнем моря, км.

Оценка характеристик сейсмического сигнала в DIMAS включает операции: дифференцирование и интегрирование сигнала в частотной области, вычисление огибающей, оценка спектра мощности сигнала. Анализ сигнала в частотно–временной области сводится к изучению изменения интенсивности сигнала определенной частоты во времени. Для этого сигнал пропускается через набор полосовых фильтров, с последующим вычислением огибающей сигнала в каждой полосе частот. В результате рассчитывается

уровень изменения амплитуды сигнала во времени на разных частотах, на основании которого проводится построение изолиний различного цвета (от черного до красного) в зависимости от интенсивности сигнала (спектрограмма). Самому интенсивному сигналу соответствует красный цвет.

Для определения энергетического класса K_s ($K=lgE$, $[E]=Дж$)² в программе DIMAS используется номограмма С.А. Федотова [Федотов, 1972], которая построена по энергии короткопериодных поперечных волн S для Курило–Камчатских землетрясений с $K \leq 15$ с глубиной очага 0–200 км, и разницей времен $t_{s-p} = 0.7–80$. Пересчет K в региональную шкалу магнитуд M_L производился по формуле [Гордеев и др., 2006]:

$$M_L = 0.5K - 0.75 \quad (2.2)$$

Для локализации региональных землетрясений применяется региональный годограф сейсмических волн [Кузин, 1974]. Согласно гравиметрическим данным, мощность коры в модели для Камчатки принята равной 35 км, а скорости продольных волн в земной коре взяты согласно данным глубинного сейсмического зондирования. Земная кора принимается трехслойной: 1) осадочный слой $H=5$ км, $V_p=4$ км/с, $V_{s-p}=5$ км/с; 2) гранитный слой $H=15$ км, $V_p=5.8$ км/с, $V_{s-p}=7.9$ км/с; 3) базальтовый слой $H=15$ км, $V_p=6.7$ км/с, $V_{s-p}=9.2$ км/с. В мантии выделяются два слоя. Верхний имеет мощность $H=85$ км и скорости $V_p=7.8$ км/с, $V_{s-p}=10.5$ км/с. Нижний слой с $H=80$ км, $V_p=8.1$ км/с, $V_{s-p}=10.7$ км/с.

Для вулканических районов в КФ ФИЦ ЕГС РАН используются три годографа, которые привязаны к сейморазведочным профилям: Авачинский, Корякский и Ключевской (рисунок 2.3) [Сенюков, 2004].

Для отслеживания изменений в волновых формах многочисленных землетрясений сейсмического режима «drumbeats» на длительных интервалах наблюдений и разделения их на отдельные мультиплеты применялась программа «DrumCorr» [Zavodevkin et al., 2021], в основу которой заложен кросс–корреляционный детектор волновых форм, который

² В дальнейшем обозначение энергетического класса K без нижнего индекса.

широко распространен для выделения мультиплетов землетрясений, в том числе и вулканических [Stephens, Chouet, 2001; Green, Neuberg, 2006; Petersen, 2007; Ottemoller, 2008; Matoza, Chouet, 2010].

		<i>a</i>	<i>б</i>	<i>в</i>	
Глубина, км	0	Vp1=3.0 км/с Vs1=2.0 км/с	Vp1=1.7 км/с Vs1=1.0 км/с	Vp1=2.95 км/с Vs1=1.71 км/с	
		Vp1=3.5 км/с Vs1=2.0 км/с	Vp1=2.1 км/с Vs1=1.05 км/с Vp2=4.0 км/с Vs2=2.0 км/с	Vp=2.9 км/с Vs=1.61 км/с Vp=3.5 км/с Vs=1.94 км/с	
		Vp2=5.0 км/с Vs2=2.9 км/с	Vp1=4.0 км/с Vs1=2.0 км/с		1.5
	4		Vp2=5.0 км/с Vs2=2.5 км/с	Vp=4.3 км/с Vs=2.49 км/с	2
		Vp1=5.0 км/с Vs1=2.9 км/с Vp2=6.0 км/с Vs2=3.5 км/с	Vp1=5.0 км/с Vs1=2.5 км/с Vp2=5.05 км/с Vs2=2.8 км/с	Vp1=5.9 км/с Vs1=3.41 км/с	4.5
	7	Vp1=6.0 км/с Vs1=3.5 км/с	Vp1=5.05 км/с Vs1=2.8 км/с		6
			Vp2=5.1 км/с Vs2=8.85 км/с		8
		Vp2=7.0 км/с Vs2=4.05 км/с	Vp=2.6 км/с Vs=2.95 км/с	Vp2=6.2 км/с Vs2=3.56 км/с	9.5
	12	Vp1=7.0 км/с Vs1=4.05 км/с		Vp=6.3 км/с Vs=3.64 км/с	
	15	Vp2=7.1 км/с Vs2=4.1 км/с Vp1=7.1 км/с Vs1=4.1 км/с			21
		Vp=7.1 км/с Vs=4.1 км/с	Vp=6.8 км/с Vs=3.93 км/с		
	Vp2=7.2 км/с Vs2=4.15 км/с			31	
			Vp=7.7 км/с Vs=4.45 км/с		

Рисунок 2.3 – Скоростные модели: *a* – для Авачинского вулкана; *б* – для Корякского вулкана; *в* – для Северной группы вулканов [Сенюков, 2004].

Сходство волновых форм землетрясений определялось с применением метода кросс–корреляции двух независимых случайных величин. Метод основан на сравнении шаблона сейсмического сигнала (X) и непрерывного временного ряда (Y). В скользящем окне сравнивается X с подокном Y , имеющим ту же длину, что X .

Сходство между событиями X и Y количественно оценивается линейным коэффициентом корреляции r_{xy} :

$$r_{xy} = \frac{\sum(X_i - \bar{X})(Y_{i-l} - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X_i - \bar{X})^2 \sum(Y_{i-l} - \bar{Y})^2}} \quad (2.3)$$

где X_i – i выборка сигнала X , Y_{i-l} – является $(i-l)$ выборкой сигнала Y , верхняя черта представляет собой среднее значение сигнала. Индекс l – задержка между двумя сигналами; изменение этого параметра изменяет относительное положение сигнала X по отношению к сигналу Y .

Корреляционная функция r_{xy} измеряет только подобие волновых форм сигналов, а не амплитуду событий, амплитуды могут изменяться для событий с аналогичными формами волн.

Кросс–корреляционный анализ проводился по записям землетрясений на с/ст KZV, канал SHZ. Эта станция выбрана в силу ее близости к источнику вулканических землетрясений, стабильности в работе и хорошего отношения сигнал/шум.

Шаблон выбирался исходя из следующих требований: максимальная амплитуда сигнала не должна превышать динамический диапазон регистрируемой аппаратуры, волновая форма не должна быть искажена наложением на нее другого сигнала, отношение сигнал/шум $SNR \geq 3$.

Конфигурационный файл DrumCorr содержит параметры: фильтр временного ряда, порог детектирования корреляции, минимальное количество коррелированных землетрясений в заданном суточном файле.

Результатом кросс–корреляционного детектора является файл–отчет (рисунок 2.4). Он содержит итоговое количество выделенных сигналов (Beats count), порог коэффициента корреляции (detection value), среднее значение коэффициентов корреляции (average correlation), среднее время между двумя следующими друг за другом землетрясениями (average amp delta), амплитуду и время землетрясения с максимальным коэффициентом корреляции в файл–отчете (max corr), а также список сигналов с временными метками и соответствующими коэффициентами корреляции.

DrumCorr File <20110909-00-00-00.asc> result:			
Beats count:			3573
Detection value:		0,55	
Average correlation:	0,7918925		
Average amplitude:		13,2253	
Average amp delta:		0:00:24	
Max corr:			
Value:		0,949457	
Amplitude:	10,5975		
Amp time:	09.09.2011	0:57:02	
	08.09.2011	23:59:32	0,895 10,3134
	08.09.2011	23:59:48	0,856 6,6483
	09.09.2011	0:00:06	0,67 5,2561
	09.09.2011	0:00:25	0,912 22,7009
	09.09.2011	0:00:56	0,653 9,9156
	09.09.2011	0:01:30	0,902 27,8718
	09.09.2011	0:01:58	0,801 7,9268
	09.09.2011	0:02:20	0,943 10,8248
	09.09.2011	0:02:37	0,81 5,1141
	09.09.2011	0:02:55	0,736 4,2049
	09.09.2011	0:03:16	0,656 11,1373
	09.09.2011	0:03:34	0,672 4,0629
	09.09.2011	0:03:52	0,763 23,6384

Рисунок 2.4 – Пример файл–отчета программы «DrumCorr». Первый столбец содержит дату землетрясения, второй – время землетрясения, третий – коэффициент корреляции, четвертый – амплитуду землетрясения, мкм/с.

2.3 Выводы к главе 2

Система сейсмологических наблюдений на полуострове Камчатка, созданная в КФ ФИЦ ЕГС РАН, представляет собой специализированную систему регистрации, сбора, хранения, передачи и обработки геофизической информации. Разномасштабные сети с/ст, оснащенные современной аппаратурой с различной разрешающей способностью дают возможность регистрировать без искажений как сильнейшие тектонические землетрясения с $M > 8$, так и слабые землетрясения с $M < 1$. Сейсмичность района вулкана Кизимен в период 2010–2013 гг. регистрировалась тремя с/ст, расположенными на удалении 2,5 – 20 км от вершины вулкана. В течение этого периода с/ст работали непрерывно, что дало возможность изучить сейсмичность района вулкана до извержения и сейсмические сигналы, возникшие во время извержения в 2010–2013 гг. и провести сравнительный анализ отдельных периодов извержения. Мониторинг активности вулкана осуществлялся в режиме реального времени IP–видеокамерой, установленной на расстоянии 8 км от вершины вулкана. В апреле 2012 г. для уточнения положения гипоцентров землетрясений режима «drumbeats» в районе вулкана была установлена временная с/ст.

ГЛАВА 3. ВУЛКАН КИЗИМЕН И ХАРАКТЕР ЕГО АКТИВНОСТИ В 2010 – 2013 гг.

3.1 Геолого–тектоническое положение вулкана Кизимен

Вулкан Кизимен (55.13° N, 160.32° E) является самым южным из действующих вулканов Центральной Камчатской депрессии и по отношению к другим действующим вулканам Камчатки занимает обособленное положение (рисунок 2.1). Он сформировался на сочленении Щапинского грабена и горста хр. Тумрок в зоне сбросов восточного борта грабена [Шанцер и др., 1973]. Для этого района характерно практически непрерывное развитие вулканизма в плиоцен–нижнечетвертичное время. В районе хр. Тумрок мел–палеогеновый фундамент резко погружается, а сам хр. Тумрок сложен плиоцен–четвертичными вулканитами. По разломам северо–западного простирания был заложен грабенообразный прогиб, в котором шла интенсивная аккумуляция вулканического материала. В результате образовалась Тумрокско–Никольская структурно–вулканическая зона, поперечная по отношению к основным северо–восточным морфоструктурным элементам Камчатки. В этой зоне сформировались мощные вулканогенные комплексы и отдельные вулканы [Шанцер, 1966]. Возраст вулкана определяется по первым пирокластическим отложениям в 10–11 тыс. лет [Мелекесцев и др., 1992]. С момента его образования и до настоящего времени в составе продуктов извержений наблюдается тенденция возрастания доли пород основного состава. Для ранних извержений были характерны дацитовые лавы, для более поздних – андезибазальтовые, хотя основную массу пород вулкана составляют андезиты [Шанцер и др., 1991].

Как видно из тектонической схемы хребтов Тумрок, Гамчен и долины реки Лево́й Щапины (рисунок 3.1), район вулкана имеет сложную тектонику. Серия разломов северо–западного простирания сечёт восточный борт горста хребта Тумрок и предположительно продолжается на дне Щапинского грабена, покрытого мощным чехлом четвертичных отложений [Камчатка....., 1974]. Наиболее четко выражена сложная по конфигурации система сбросов общего северо–восточного простирания, деформировавшая постройку

вулкана в его северо–западном секторе. Вертикальная амплитуда сбросов колеблется здесь от 50 – 60 м на северо–восточном участке разломной зоны до 170 – 200 м на юго–западном участке [Мелекесцев и др., 1990]. С молодыми движениями связано также образование грабенообразной структуры долины р. Щапиной (рисунок 3.1) [Камчатка....., 1974]. Также разломы в районе Щапинского грабена описаны Кожуриным А.И. [Tibaldi et al., 2008], они представлены сбросами (рисунок 3.1 б). Красными линиями показаны действующие разломы Восточно–Камчатской зоны разломов.

Наиболее интенсивные тектонические движения в районе вулкана происходили в верхнечетвертичное время и в голоцене. Возникновение в районе Щапинского грабена 26.05.1963 землетрясения с локальной магнитудой $M_L=6.8$ (координаты 55.128°N , 160.084°E ,) и глубиной $h=0.8$ свидетельствует о продолжающемся развитии этих структур и в настоящее время [<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>].

Вулкан Кизимен конической формы, до извержения имел высоту 2485 м. Диаметр вулкана ~ 7 км, а площадь его основания вместе с равнинами подножия ~ 120 км². Суммарный объем постройки, включая отложения равнин подножий, составляет ~ 25 км³. Крутизна склонов конуса в средней и верхней части – 30° – 40° [Шанцер и др., 1991]. Склоны покрыты чехлом пирокластических отложений, рассечены барранкосами. До извержения 2010–2013 гг. глыбовые лавовые потоки в основном были развиты в верхней и средней части склонов и приурочены, главным образом, к северо–восточному и южному склонам [Шанцер и др., 1973].

Наиболее сложное строение до извержения имела верхняя часть вулкана. Она была сложена несколькими тесно сближенными, разными по размерам, степени сохранности и возрасту экструзивными куполами с их мощными агломератовыми мантиями, а также различными по морфологии, протяженности, возрасту и составу лавовыми потоками.

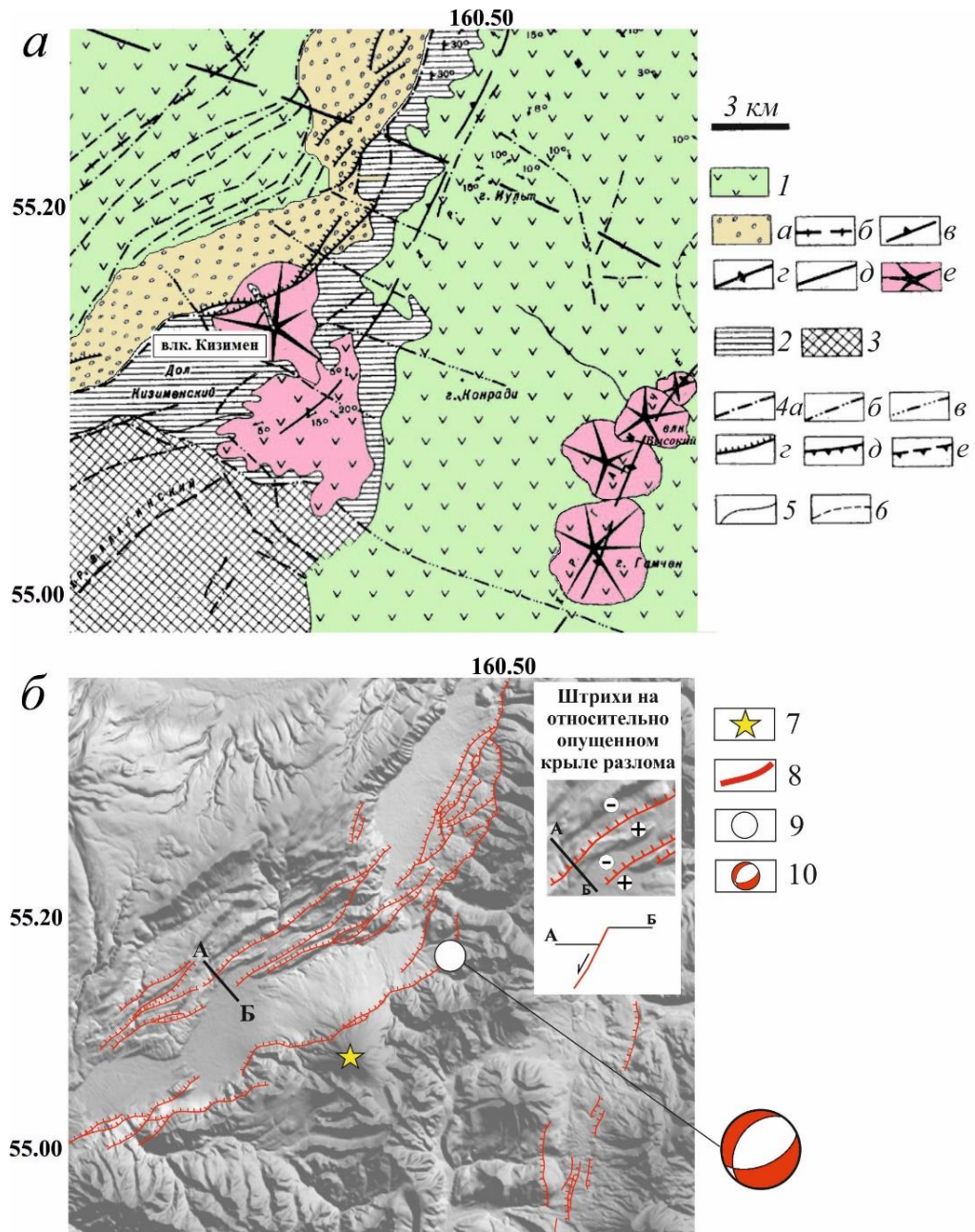


Рисунок 3.1 – (а) Тектоническая схема района хребтов Тумрок, Гамчен и долины р.левой Щапиной. 1 – верхний структурный этаж: а) грабен р. Щапиной, б) оси горстообразных поднятий, в) односторонний горст хребта Тумрок, г) ось аккумулятивного поднятия хребта Гамчен, д) ось Тумрокско–Никольской поперечной зоны, е) голоценовые и верхнечетвертичные вулканы. 2 – средний структурный этаж. 3 – нижний структурный этаж. 4 – разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые, в) предполагаемые продолжения разломов под четвертичными образованиями, г) разломы в голоценовых отложениях, д) кольцевые разломы установленные, е) кольцевые разломы предполагаемые. 5 – установленные геологические границы. 6 – предполагаемые геологические границы [Камчатка..., 1974].

(б) Активные разломы в районе Щапинского грабена, предоставленные Кожуриным А.И.³ 7 – вулкан Кизимен. 8 – разломы, штрихи расположены на относительно опущенном крыле разлома. 9 – эпицентр землетрясения 27.11.2010, 18:56, с $M_L=5.2$. 10 – механизм очага землетрясения. На врезке +/- отражают направление движения крыльев разлома вверх/вниз.

³ Рабочие материалы

Наиболее характерными формами подножия вулкана до извержения 2010 г. были обширные пологонаклонные (2° – 5°) равнины пирокластических потоков мощностью от 40 до 170 м [Мелекесцев и др., 1992].

Начало фумарольной активности на вулкане Кизимен относится приблизительно к 1825 г. [Дитмар, 1901], а единственное задокументированное пепловое извержение произошло в декабре 1927 – январе 1928 гг. [Пийп, 1946]. Извержению предшествовали сильные местные землетрясения, произошедшие в ноябре–декабре 1927 г.

В истории эруптивной активности вулкана выделены четыре цикла, каждый длительностью 2.5–3.0 тыс. лет, состоящие из периодов активизации и следующих за ними периодов ослабления (вплоть до прекращения) вулканической деятельности [Мелекесцев и др., 1992]. Как правило, период активизации каждого цикла начинался с мощных эксплозий, а завершался формированием экструзивного купола и излиянием лавовых потоков.

Не останавливаясь на истории первых трех циклов, остановимся на истории IV цикла (3000 л.н. – настоящее время). Мощное извержение начала цикла стало переломным в развитии вулкана Кизимен. Оно открыло серию извержений после длительного, порядка 3000 лет периода относительного покоя, завершившего третий цикл. Формирование купола происходило многостадийно и сопровождалось эксплозивно–эффузивной деятельностью и излияниями лавовых потоков. Вулканическая деятельность начальной стадии IV цикла сопровождалась активизацией тектонических движений. В частности, произошла значительная подвижка по разлому, проходящему вдоль северного и северо–восточного секторов подножия вулкана. Вертикальная амплитуда подвижки в районе Верхне–Щапинских термальных источников и в месте пересечения разломом одного из лавовых потоков IV цикла составила не менее 10 м. Появились новые разломы типа сбросов по обоим бортам долины ручья Поперечный в его среднем течении [Мелекесцев и др., 1992].

Длительность последнего IV цикла приблизилась к предельной. На основании этого в 1992 г. был дан прогноз о возможности начала нового цикла активности [Мелекесцев и др., 1992].

др., 1992]. Высказывалось предположение, что после длительного периода покоя, исходя из состава лав, новое извержение этого вулкана может происходить по сценарию извержения типа «направленный взрыв» классификации Горшкова [Горшков, 1962]. В прошлом столетии произошли три таких извержения: 30.03.1956, вулкан Безымянный; 12.11.1964, вулкан Шивелуч; 18.05.1980, вулкан Сент–Хеленс. Однако, извержение вулкана Кизимен, начавшееся в декабре 2010 г. после 82 лет покоя серией эксплозий, сопровождавшихся схождением пирокластических потоков, пошло совсем по другому сценарию.

3.2 Глубинное строение вулкана Кизимен

На основании изучения пород наиболее древней из сохранившихся экструзий I цикла извержения вулкана Кизимен в работе [Трусов, Плечов, 2004] высказано предположение, что под вулканом Кизимен на глубине ниже 4–6 км существует долгоживущий магматический очаг риолитового состава с температурой 750°–825°C. Поступление в него новых высокотемпературных порций базальтовой магмы может являться причиной последующих извержений. В работе [Чурикова и др., 2013] на основании петрологических данных для более ранних извержений также показано, что неглубокий кислый магматический очаг Кизимена мог периодически подпитываться основной высокомагнезиальной магмой из более глубокого источника.

Такое поступление магмы могло произойти в 1963 г., когда в районе хр. Гумрок в ~25 км к С–З от вулкана Кизимен произошел рой землетрясений на глубинах $0 \leq H \leq 40$ км с $M_{Lmax}=6.8$ ($K=15.1$) [Гордеев и др., 2004], который мог быть индикатором такого процесса. В течение последующих 47 лет поступившая базальтовая магма формировала кислый андезитовый гибрид, извержение которого началось в конце 2010 г. Причиной временной задержки мог быть значительный объем очага дацитовой магмы, выступающего в роли плотностного фильтра [Auer et al., 2018]. Нижняя часть цилиндрической зоны с немногочисленными землетрясениями на глубинах от 7 до 11 км приходится на верхнюю

границу магматического очага, что хорошо согласуется с диапазоном давлений, рассчитанным по составам амфиболов и пироксенов.

Мигрирующая к поверхности базальтовая магма имеет достаточно большую плотность, чтобы всплыть сквозь уже существующий магматический очаг, и не обладает тепловой энергией для его быстрой активизации [Auer et al., 2018]. Пока в результате смешения плотность гибридной магмы не снизится для дальнейшего ее подъема, происходит ее перемешивание с вязким дацитом за счет конвекции.

Как правило, на вулканах с подобным составом магмы, извержения начинаются с высокоэxpлозивной плининанской стадии (извержения пемз), после которой следует экструзия дегазированной лавы. Однако во время извержения вулкана Кизимен не наблюдался плининанский тип извержения. Для вулкана Кизимен можно предположить, что кислая магма в магматическом очаге дегазировалась за счет проницаемости тектонического разлома, пересекающего С–З склон вулкана [Auer et al., 2018]. На дневной поверхности эффект дегазации фиксируется постоянно действующей фумаролой на С–З склоне вулкана, расположенной ниже вершины на 400 м (рисунок 3.1). Ее деятельность в прежнем режиме и после извержения, дает основание считать, что пути подъема к поверхности летучих и магмы могут не совпадать [Auer et al., 2018].

Длительная дегазация вызывает заметное снижение давления и увеличение вязкости кислой магмы в очаге, что уменьшает в нем подвижность, действуя в качестве плотностного фильтра [Auer et al., 2018]. В то же время, этот процесс не позволяет магме достичь состояния извержения. Когда заканчивается период покоя, высокая вязкость магмы приводит к ее медленному подъему к поверхности, что приводит к длительной сейсмической подготовке начала извержения (для вулкана Кизимен ~ 1.5 года), неполному перемешиванию магматических компонентов (полосчатые андезиты и дациты в изверженных породах вулкана Кизимен) и высокой вязкости лавы [Auer et al., 2018].

Интересные наблюдения были выполнены за деформацией земной поверхности района вулкана Кизимен на основании анализа данных интерферометрического радара с синтезированной апертурой (Interferometric synthetic aperture radar, InSAR), полученных со спутников ENVISAT и ALOS за 6 лет перед его извержением [Ji et al., 2013]. Этот метод использует два или более радиолокационных изображения с синтезированной апертурой (SAR) для создания карт деформации поверхности, используя различия в фазе волн, возвращающихся на спутник. Метод эффективен независимо от метеорологических условий и уровня естественной освещенности местности, обеспечивая детальность, сравнимую с аэрофотоснимками [Бакулев, 2004]. Метод способен выявлять вертикальные смещения величиной от 3–5 мм и длительные деформационные процессы с точностью до 1мм/год [Арсеньев–Образцов, 2020]. InSAR объединяет два или более изображений одной и той же области, полученных в разное время почти из одной и той же точки, что дает возможность оценить деформацию поверхности, которая может произойти в течение временного интервала, между этими изображениями.

На основании данных InSAR о деформациях поверхности района вулкана Кизимен с последующим математическим моделированием, извержению могло предшествовать внедрение дайки в течение 2008–2009 гг. протяженностью ~15 км с центром под вулканом Кизимен с глубины ~ 13 км [Li et al., 2013].

3.3 Извержение вулкана Кизимен в 2010–2013 гг.

Эксплозивно–эффузивное извержение андезитового вулкана Кизимен началось в ноябре 2010 г. Вулкан располагается в малонаселенной местности и его систематического обследования не проводилось, поэтому основными источниками о его активности были дистанционные методы, в первую очередь сейсмологический.

По данным фотосъемки выполненной с с/ст TUMD, 16.10.2010 близко к вершине впервые была отмечена новая фумарола на юго–восточном склоне, а 11.11.2010 была

замечена первая слабо нагруженная пеплом парогазовая эмиссия [Сенюков и др., 2011]. Эта дата считается началом нового извержения вулкана Кизимен, состоявшегося после 82 лет покоя [Дрознин и др., 2011].

По спутниковым данным на вершине вулкана 9.12.2010 впервые была зафиксирована термальная аномалия (Фактографическая база данных «Активность вулканов Камчатки» [<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>]). Сейсмические сигналы, зарегистрированные в этот день, могли возникнуть в результате слабых взрывов, сопровождавшихся сходом пирокластических потоков [Сенюков и др., 2011]. В этот день впервые был зарегистрирован сейсмический режим «drumbeats» [Фирстов, Шакирова, 2014] и вулканическое дрожание [Сенюков и др., 2011].

Сильный пепловый выброс, визуально наблюдавшийся с с/ст ТУМ, со сходом пирокластических потоков, произошел 12.12.2010 в 19:49. При этом, эруптивное облако достигло высоты тропопаузы⁴ ~10–12 км. На спутниковых снимках с 20:30 наблюдалось распространение облака на высоте ~10 км в северо–западном направлении на расстоянии до ~300 км, проходя через посёлки Козыревск и Тигиль, где наблюдалось выпадение пепла [Дрознин и др., 2011].

Извержение во второй половине декабря 2010 г. характеризовалось сильными взрывами (рисунок 3.2а) с весьма протяженными пепловыми облаками (≥ 500 км), которые распространялись в различных направлениях. Их движение четко отслеживалось на космических снимках [Мельников и др., 2011]. Также регистрировалась сейсмическая активность в виде большого количества слабых поверхностных землетрясений и слабого дрожания [Сенюков и др., 2011].

Сильная взрывная, сопровождавшаяся сходом пирокластических потоков и серией поверхностных сейсмических событий, произошла 31 декабря в 17:56 [Гарбузова, Соболевская, 2011]. По спутниковым снимкам эруптивное облако от этого события,

⁴ Здесь и далее высота над уровнем моря.

двигаясь в юго–западном направлении, прошло над г. Петропавловск–Камчатский, расположенном в 230 км от вулкана, где отмечалось выпадение пепла. Объем выброшенного пепла во время этой эксплозии по волновым возмущениям в атмосфере оценивается в $4 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ [Фирстов, Махмудов, 2011].

Первое изображение обвальных отложений на восточном склоне вулкана было получено со спутника Terra ASTER 7.01.2011. До марта 2011 г. регистрировались сейсмические сигналы, сопровождавшие схождение большого количества пирокластических потоков и обвалов. Таяние снега, вызванное этими процессами, привело к возникновению мощного, протяженного (более 10 км) лахара по ручью Поперечному [Мельников и др., 2011].

В ходе декабрьской активизации вулкана произошло разрушение вершинной части вулкана, после чего началось выжимание вязкой андезитовой магмы. Лавовый поток впервые был замечен в конце февраля 2011 г. [Овсянников, Малик, 2011], а к июню 2012 г. он двумя «языками» покрыл восточный склон вулкана (рисунок 3.2д). Максимальная длина лавового потока составила 3.5 км [Auer et al., 2018].

Необычная активизация наблюдалась 13.12.2011, когда на протяжении нескольких часов образовалась серия пирокластических потоков, которые фиксировались видеокамерой с с/ст TUMD (рисунок 3.2б).

На рисунке 3.3 приведены кадры фотосъемки развития эруптивного облака с интервалом в одну минуту, при схождении потоков 13 декабря в 23:22. На снимках хорошо видно, что формирование эруптивного облака начинается в момент, когда поток из зоны транзита попадает в зону торможения на полого наклонную равнину. При сходе потока за счет выделения тепла и газа над ним возникает турбулентный пепло–воздушный поток, который движется вместе с ним. Сигналы от пирокластических потоков регистрировались с/ст KZV и TUMD [Фирстов, Шакирова, 2014].

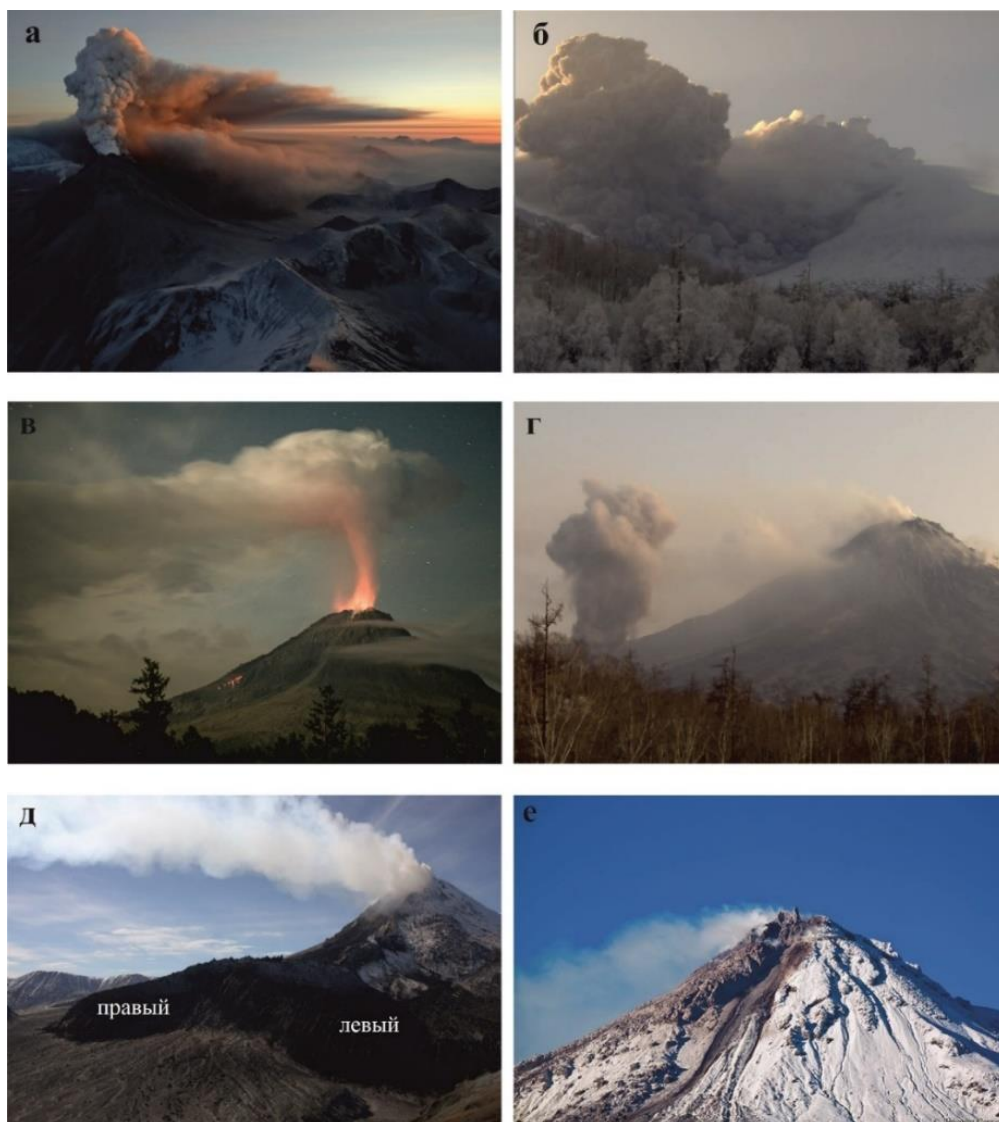


Рисунок 3.2 – Некоторые эпизоды извержения вулкана Кизимен: а – эксплозия в декабре 2010 г. (фото С. Горшкова), б – схождение пирокластического потока 13.12.2011 (снято камерой с с/ст TUMD), в – свечение лавового потока и над вершиной вулкана 21.07.2011 (фото Н.В. Ушакова), г – пепловое облако от обрушения на фронте лавового потока 29.04.2012 (снято камерой с с/ст TUMD), д – лавовый поток с двумя «языками» (правым и левым) 20.09.2012 (фото А.А. Шакировой), е – вершинная экструзия и абразивный желоб 3.09.2013 (фото С. Ляховец).



Рисунок 3.3 – Кадры фотосъемки схождения пирокластического потока 13.12.2011 в 23:22 GMT с интервалом в одну минуту [Фирстов, Шакирова, 2014].

С июня 2012 г. начала формироваться привершинная экструзия, что сопровождалось слабой эксплозивной активностью (рисунок 3.2е). Увеличение сейсмичности и размеров термальной аномалии на вершине, просматриваемой на спутниковых снимках АСТЕР, с декабря 2012 г. по январь 2013 г. свидетельствовали об интенсификации экструзивного процесса в этот период. В дальнейшем происходило слабое выжимание экструзивного купола. Эффузивные процессы на протяжении всего периода извержения сопровождалось схождение обвальных лавин (рисунок 3.2г).

Схема глубинных процессов, предшествующих извержению вулкана Кизимен [Auer et al., 2018] и схематическое представление проявлений видов вулканической активности на вулкане Кизимен представлены на рисунке 3.4.

Закончилось извержение в декабре 2013 г., когда на вершине вулкана перестала регистрироваться термальная аномалия (что отмечено в фактографической базе данных «Активность вулканов Камчатки» [<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>]), а сейсмичность снизилась до уровня «фоновой».

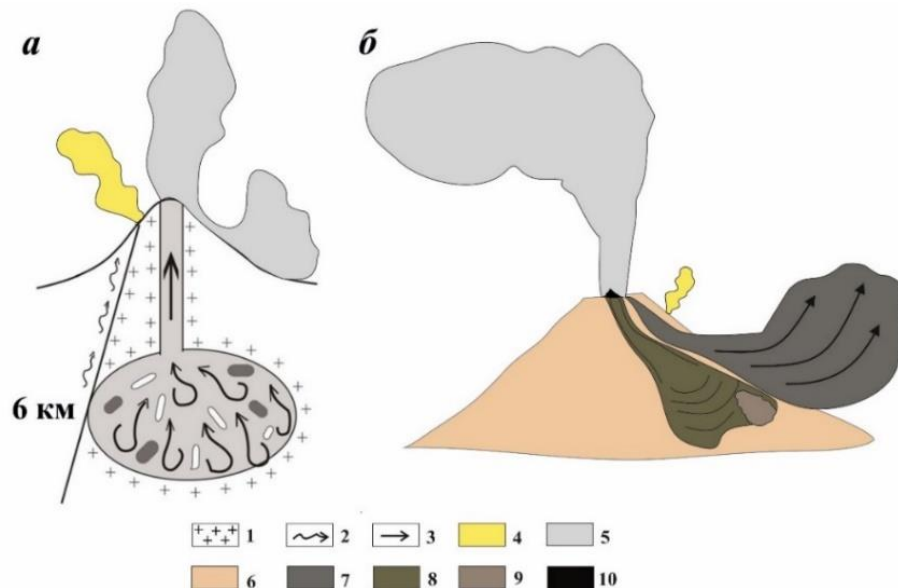


Рисунок 3.4 – *a* – Схема глубинных процессов, предшествующих извержению вулкана Кизимен по [Auer et al., 2018]; *б* – схематическое представление проявлений отдельных видов вулканической активности на вулкане Кизимен. 1 – очаги землетрясений, 2 – путь миграции летучих, 3 – путь миграции магмы, 4 – фумарола, 5 – эруптивные облака, 6 – вулкан, 7 – пирокластический поток, 8 – лавовый поток, 9 – обвал, 10 – экструзия.

3.4 Формирование лавового потока вулкана Кизимен

Эффузивная деятельность извержения вулкана Кизимен выразилась в формировании на его восточном склоне в течение полутора лет лавового потока, имевшего два мощных «языка». Объемы, морфология и некоторые его параметры рассмотрены с привлечением аэрофотоснимков и спутниковых снимков в работах [Двигало и др., 2013; Auer et al., 2018]. Основываясь на этих работах, рассмотрим в деталях динамику формирования лавового потока, так как именно его движение по склону, как будет показано далее, являлось основным источником сейсмического режима «drumbeats».

3.4.1 Морфология и размеры лавового потока

Конфигурация площадей распространения отложений изверженных продуктов и их объемов на основании аэрофотосъемки от 11.12.2011 г. района вулкана Кизимен приведены в работе [Двигало и др., 2013]. Съемка выполнялась по двум маршрутам на высоте 3800 м.

На эту дату в привершинной части выделяется первый вязкий лавовый поток с максимальной мощностью ~70 м, частично перекрытый следующими потоками. Его длина от вершины составляла 1030 м с наибольшей шириной видимой части 340 м (выделен желтым цветом на рисунке 3.5а) и выпуклой каплевидной формой на фронте с поверхностью, образованной крупноглыбовым материалом [Двигало и др., 2013].

Второй, более вязкий поток, обогнул первый с севера, частично его перекрыв. К июлю 2011 г. поток спустился к подножию конуса, сформировав правый «язык» потока (рисунок 3.2д, 3.5 б). С ноября произошло разветвление лавового потока, левый «язык» формировался до июня 2012 г. с перерывом в декабре 2011 г. На протяжении верхней половины потока от вершины до высоты 1850 м отчетливо просматриваются бортовые валы, возвышающиеся над поверхностью, текущей между ними лавы, не менее чем на 20 м. На высоте 1800 м бортовые валы постепенно исчезают (рисунок 3.5а).

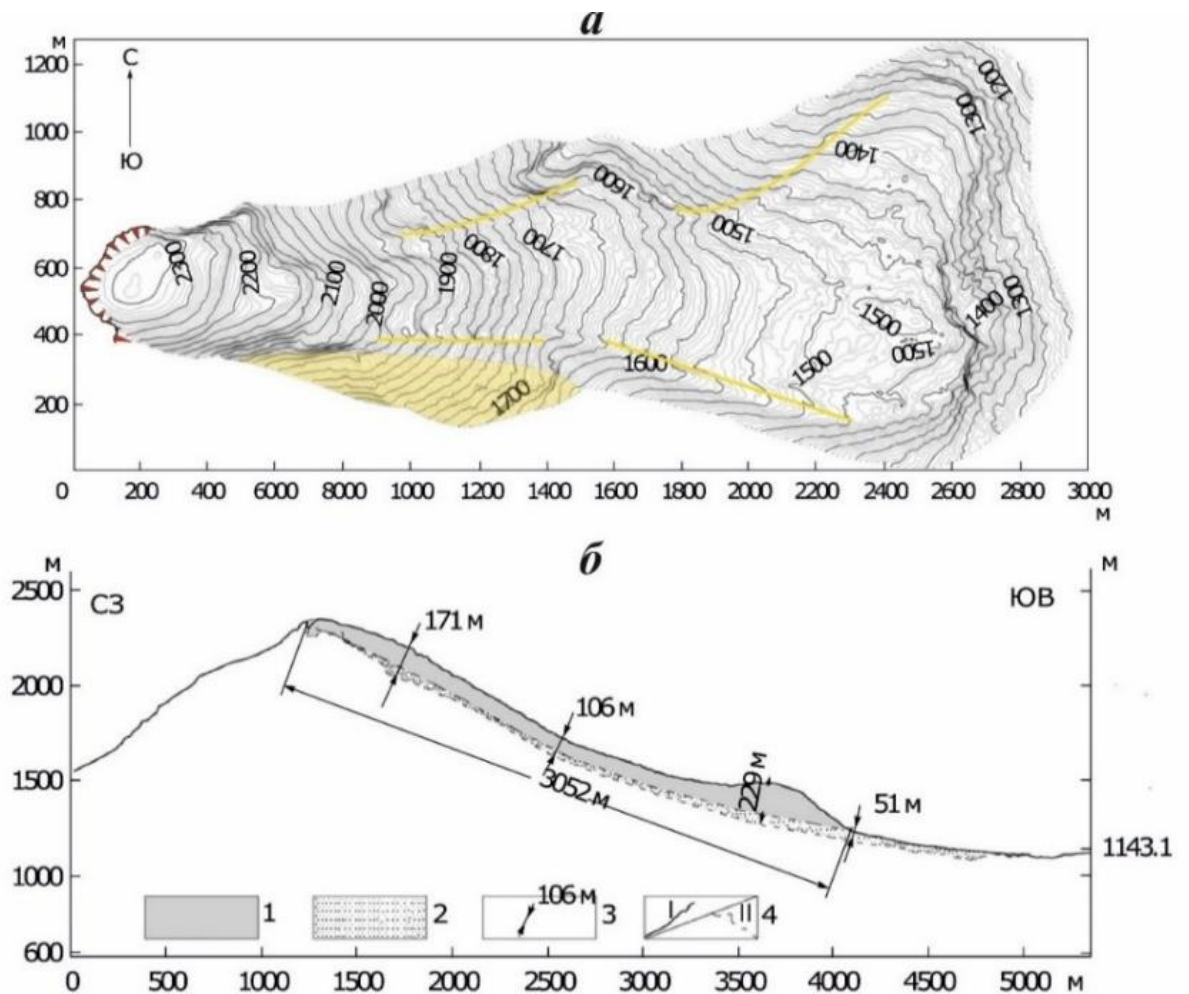


Рисунок 3.5 – Топографический план лавового потока вулкана Кизимен на 11.12.2011, с горизонталями через 5 м (а) и его профиль по осевой линии лавового потока (б) по состоянию на 11.12.2011 [Двигало и др., 2013]. Желтыми полосами на лавовом потоке отмечены бортовые валы. 1 – тело потока лавы; 2 – предполагаемый слой пирокластических и обвальных отложений между подошвой лавового потока и подстилающей поверхностью (мощности этого слоя соответствуют средним значениям мощностей отложений, измеренных вдоль северных и южных границ подошвы потока); 3 – параметры лавового потока и пирокластике; 4 – линия контура поверхности по профилю: I – на 11.12.2011, II – подстилающей поверхности на 27.07.1989.

На конец извержения длина лавового потока составила 3.5 км [Auer et al., 2018]. Мощность потока во фронтальной части достигла 232 м [Двигало и др., 2013]. Ширина правого и левого «языков» потока составляет ~ 400 и 300 м соответственно. Площади отложений материала пирокластических потоков и тефры, а также лавового потока, определенные по данным спутникового мониторинга НАСА на 2.09.2013, показаны на рисунке 3.6 [Auer et al., 2018].

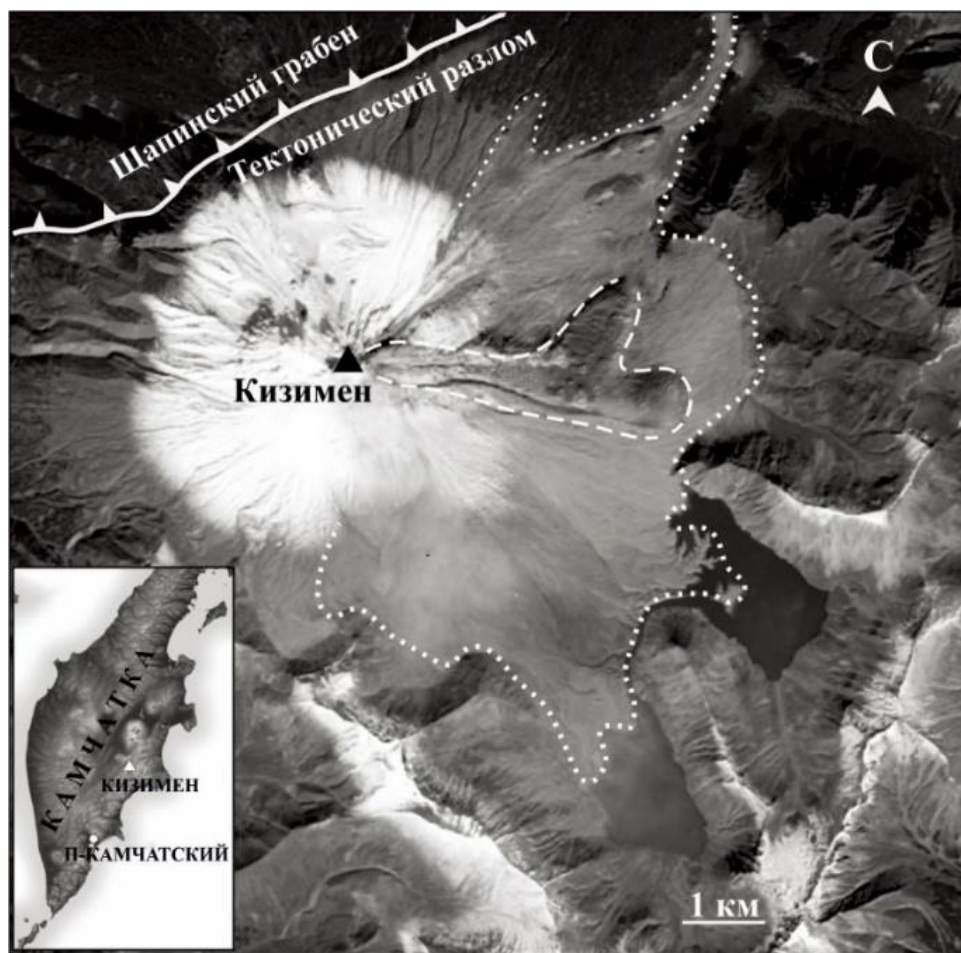


Рисунок 3.6 – Схема отложений извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг. Короткой пунктирной линией очерчена граница распространения материала пирокластических потоков и тефры, длинная пунктирная линия – граница лавового потока. Основа – спутниковый снимок НАСА 2.09.2013. На врезке показано расположение Кизимена на полуострове Камчатка [Auer et al., 2018].

3.4.2 Оценка скорости движения лавового потока и вязкости лавы

На определенные даты извержения были сделаны оценки скорости движения лавового потока и вязкости [Auer et al., 2018]. Оценка скорости движения отдельных реперных точек на поверхности и на фронте лавового потока проводилась для пяти временных интервалов на основании снимков камеры с TUMD и спутника АСТЕР. Так же для этих периодов сделана оценка вязкости лавы (таблица 3.1).

Вязкость рассчитывалась исходя из следующих соотношений: в случае определения по реперным точкам по поверхности потока [Auer et al., 2018]:

$$\eta = (pgh^2 \sin \alpha) / 2v \quad (3.1);$$

в случае для определения вязкости по скорости фронта потока:

$$\eta = (\rho g h^2 \sin \alpha) / 3v \quad (3.2).$$

где: ρ – плотность лавы, принятая 2300 кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; h – мощность лавы, м; α – угол наклона склона; v – скорость движения потока (м/с). Мощность лавы и угол наклона склона брались на основании рисунка 3.4.

Таблица 3.1 – Оценки средних скоростей движения и вязкости лавового потока в различные периоды его формирования [Auer et al., 2018].

№	Дата, дд.мм.гггг	T, сут	S _{1, м}	S _{2, м}	η , Па·с	$v, 10^{-4}$, м/с ²	Метод измерения скорости потока
1	01.08.–07.08.2011	5.5	370	67	4.4×10^{10}	7.8	Поверхность потока
2	03.07.–05.11.2011	63.0	550	8.7	1.5×10^{11}	1.0	Фронт потока
3	05.09.–11.12.2011	98.0	490	5	3.0×10^{11}	0.6	Фронт левого «языка»
4	05.09.–11.12.2011	98.0	540	5.5	4.0×10^{11}	0.7	Фронт правого «языка»
5	27.01.–09.03.2012	42.0	600	14.2	2.8×10^{11}	1.6	Поверхность потока

Примечание: T – длительность интервала наблюдений; S₁, – путь, пройденный реперной точкой за период наблюдения; S₂ – путь реперной точки, пройденный за сутки; η – вязкость; v – скорость движения реперной точки.

Оценки скорости движения лавового потока (v) и вязкости (η) для первого временного этапа (таблица 3.1) отличаются от остальных на порядок, что связано, вероятнее всего, с тем, что в этот период фронт лавового потока двигался по склону в $\sim 30^\circ$ и был наиболее близок к вершине. Эти два фактора определили наибольшую v и наименьшую η . В дальнейшем, с удалением от источника и выполаживанием склона, η увеличивается, а v уменьшается. В начале 2012 г. (5 период) скорость движения лавового потока несколько увеличилась, что, возможно, было связано с внедрением в постройку вулкана новой порции магмы.

В целом оценки вязкости лавового потока приближаются к значениям вязкости магмы для вулкана Шивелуч (п–ов Камчатка) 10^{10} – 10^{11} Па·с и совпадают с минимальными оценками вязкости для ледников [Озеров, 2017].

3.5 Выводы к главе 3

Вулкан Кизимен, расположенный на сочленении Щапинского грабена и горста хр. Тумрок, сечется серией активных разломов. Возникновение землетрясений в районе Щапинского грабена в 1963 г. с $M_{Lmax}=6.4$ свидетельствует об интенсивных тектонических процессах в районе вулкана в настоящее время. По данным петрографических исследований извергнутых пород под вулканом Кизимен на глубине 4–6 км существует долгоживущий магматический очаг риолитового состава, который периодически подпитывается основной высокомагнезиальной магмой из более глубокого источника, что является причиной последующих извержений [Трусов, Плечов, 2004; Чурикова и др., 2013].

Длительное извержение вулкана (11.2010 – 12.2013 гг.) сопровождалось эксплозиями, схождением пирокластических потоков, обвалами, излиянием вязкого лавового потока, выжиманием вершинной экструзии. Формирование лавового потока происходило в течение двух лет, в результате чего его длина достигла 3.5 км при объеме ~ 0.3 км³ с мощностью на фронте более 200 м и вязкостью 10^{10} – 10^{11} Па·с. Одной из причин высокой вязкости лавы могла быть длительная дегазация магмы в очаге за счет зоны проницаемости летучих компонентов, возникшей по тектоническому разлому, который пересекает С–З склон вулкана [Auer et al., 2018]. Из-за высокой вязкости магмы извержение Кизимена началось с медленного выжимания блоков вязкой лавы без мощной плинианской стадии, во многих случаях характерной для извержений андезитовых вулканов. В целом, согласно [Мелекесцев и др., 1992], извержение в 2010–2013 гг. можно считать типичным для циклов активности вулкана Кизимен. Завершилось извержение формированием экструзивного купола в привершинной части вулкана.

Миграция к поверхности большого объема магмы высокой вязкости вызвала необычайно длительную сейсмическую подготовку извержения вулкана. Особенности сейсмичности района вулкана Кизимен рассмотрены в главе 4.

ГЛАВА 4. ВУЛКАНО–ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ РАЙОНА ВУЛКАНА КИЗИМЕН, ВОЗНИКШИЕ ДО И ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Рассмотрим особенности сейсмичности района вулкана Кизимен с момента создания на Камчатке сети сейсмических станций в 1961 г. до окончания извержения в конце 2013 г., проявляющуюся в вулcano–тектонических землетрясениях. Естественно, детальность данных в этот период была различной. По мере увеличения плотности с/ст представительность энергетического класса K уменьшалась. Если в начале работы сети появилась возможность регистрировать коровые землетрясения и определять их гипоцентры с энергетическим классом $K \geq 8$, то к концу извержения представительность составила $K = 5$ [Сенюков и др., 2011].

4.1 Сейсмичность района вулкана Кизимен в период 1962–2008 гг.

В работе [Гордеев и др., 1991] по данным наблюдений за 1962–1988 гг. выделена сейсмоактивная зона, протягивающаяся от севера Кроноцкого полуострова через Щапинский грабен к Валагинскому хребту. Одним из наиболее примечательных событий для Камчатского полуострова была роевая последовательность землетрясений в Щапинском грабене [Гордеев и др., 2004], произошедшая в мае–июне 1963 г. (рисунок 4.1). Каталог землетрясений этой роевой последовательности включает параметры 130 землетрясений с $7.9 < K < 14.4$ ($3.2 < M_L < 6.4$) [Сейсмологический бюллетень, 1964]. Локальная магнитуда максимальных землетрясений составила $M_L = 6.4$ ($K = 14.4$) 26.05.1963 и $M_L = 6.0$ ($K = 13.5$) 27.05.1963. При этом в районе вулкана сотрясаемость могла составлять 7–8 баллов по шкале MSK–64 [Мелекесцев и др., 1992]. Эпицентры землетрясений роя находились в районе хребта Тумрок в ~ 25 км к С–З от вулкана Кизимен, а гипоцентры располагались на глубинах 0–20 км. Однако, извержения после этой роевой последовательности не было.

После 1963 г. в течение нескольких десятилетий в этом районе регистрировались только единичные события [Сенюков и др., 2011].

В 1996 – 1998 гг. система обработки землетрясений, регистрируемых сетью с/ст Камчатки, в том числе и землетрясений в районах активных вулканов, получила значительное развитие. На приемных центрах РТСС были внедрены оцифровка сейсмических сигналов и компьютерные технологии систем сбора, хранения и обработки данных. Это значительно улучшило качество получаемого материала и повысило представительность энергетического класса. После установки TUM в 2003 г. представительный класс в районе вулкана Кизимен стал равен $K_c=6.1$ ($M_c=2.3$).

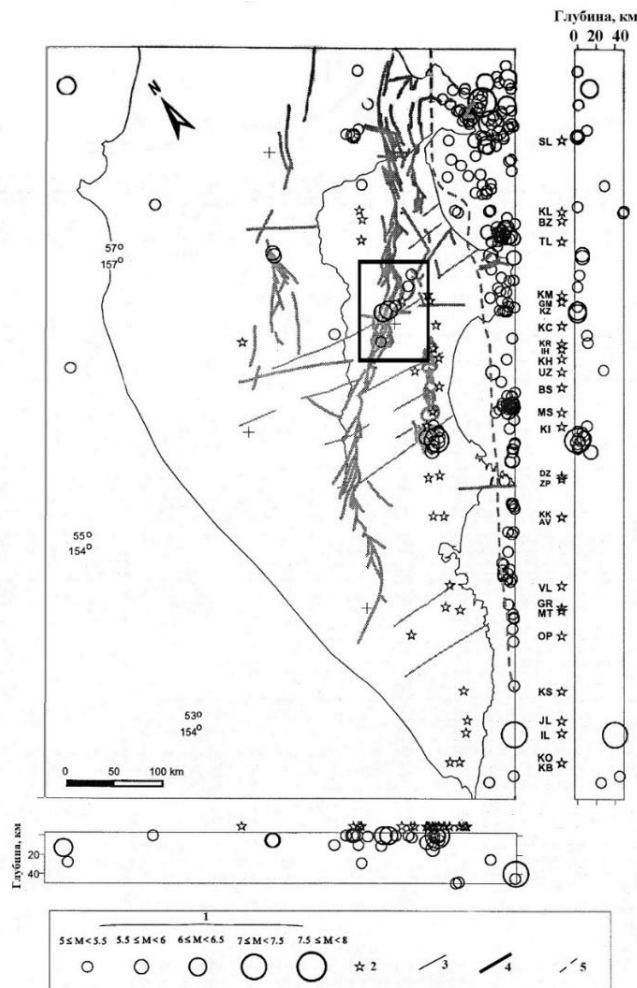


Рисунок 4.1 – Карта эпицентров сильных землетрясений Камчатки с $M \geq 5$ за период 1961 – 2003 гг. [Гордеев и др., 2004]. 1 – эпицентры землетрясений, 2 – вулканы, 3 – глубинные разломы, 4 – поверхностные разломы, 5 – западная граница фокальной зоны. Прямоугольником выделен район вулкана Кизимен.

За период 1996–2008 гг. большая часть зарегистрированных землетрясений из района вулкана имела $4.1 < K < 9.5$ с глубинами от 0 до 30 км и относилась к I типу (вулcano–тектонические). Так как вулканической активности на вулкане в этот период не наблюдалось, то сейсмичность района вулкана этого периода принята «фоновой» для дальнейшей оценки возможности извержения [Гарбузова, Соболевская, 2011].

4.2 Сейсмичность района вулкана Кизимен в 2009 – 2013 гг.

С апреля 2009 г. в районе вулкана резко возросла сейсмичность в виде роевых последовательностей вулcano–тектонических землетрясений, свидетельствующих об изменении напряженно–деформированного состояния геологической среды.

Рассмотрим детально динамику пространственно–временных характеристик сейсмогенного объема геосреды, возникшего перед и во время извержения за период 2009–2013 гг. Для удобства работы с программой ZMAP [Wyss et al., 2001], в которой при построении графиков повторяемости используется шкала магнитуд, энергетическая характеристика вулcano–тектонических землетрясений в этом разделе будет приводиться в шкале локальных магнитуд. Каталог землетрясений содержит 3611 землетрясений с $0.8 \leq M_L \leq 5.2$ и глубинами очагов $-3 \leq H < 20$ км [Нуждина и др., 2016; 2017; 2018]. С разворачиванием дополнительных с/ст представительность каталога и ошибки в определении координат очагов землетрясений района вулкана Кизимен в период 2009–2013 гг. существенно изменялись (таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Представительность локальных магнитуд и квадратичное отклонение в определении координат очагов района вулкана Кизимен в период 2009–2013 гг.

№	Год	M_c	$\sigma_h, км$	$\sigma_{\phi, \lambda}, км$	Примечание
1.	2009	2.3 → 2.1	3.0	5.7	В сентябре 2009 установлена KZV
2.	2010	2.1	1.8	4.3	
3.	2011	2.1 → 1.7	0.8	1.2	В июле 2011 установлена TUMD
4.	2012	1.7	0.6	1.4	
5.	2013	1.7	1.0	2.0	

Примечание: M_c – представительная магнитуда каталога; σ_h – ошибка в определении глубины очагов землетрясений района вулкана Кизимен; $\sigma_{\varphi, \lambda}$ – ошибка в определении координат очагов землетрясений района вулкана Кизимен.

При анализе распределения глубины очагов вулcano–тектонических землетрясений района вулкана Кизимен в определенные временные интервалы в 2011 и 2012 гг. из каталогов землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН исключались события с глубинами $-2 - 2.5$ км (рисунок 4.2а, заштрихованные прямоугольники и рисунок 4.3), в связи с вероятностью их принадлежности к землетрясениям режима «drumbeats», когда происходило интенсивное формирование лавового потока. Группирование землетрясений на глубинах -1.2 и -0.6 км (рисунок 4.3) является артефактом процедуры определения решений гипоцентров землетрясений режима «drumbeats» из-за недостаточно плотной сети с/ст.

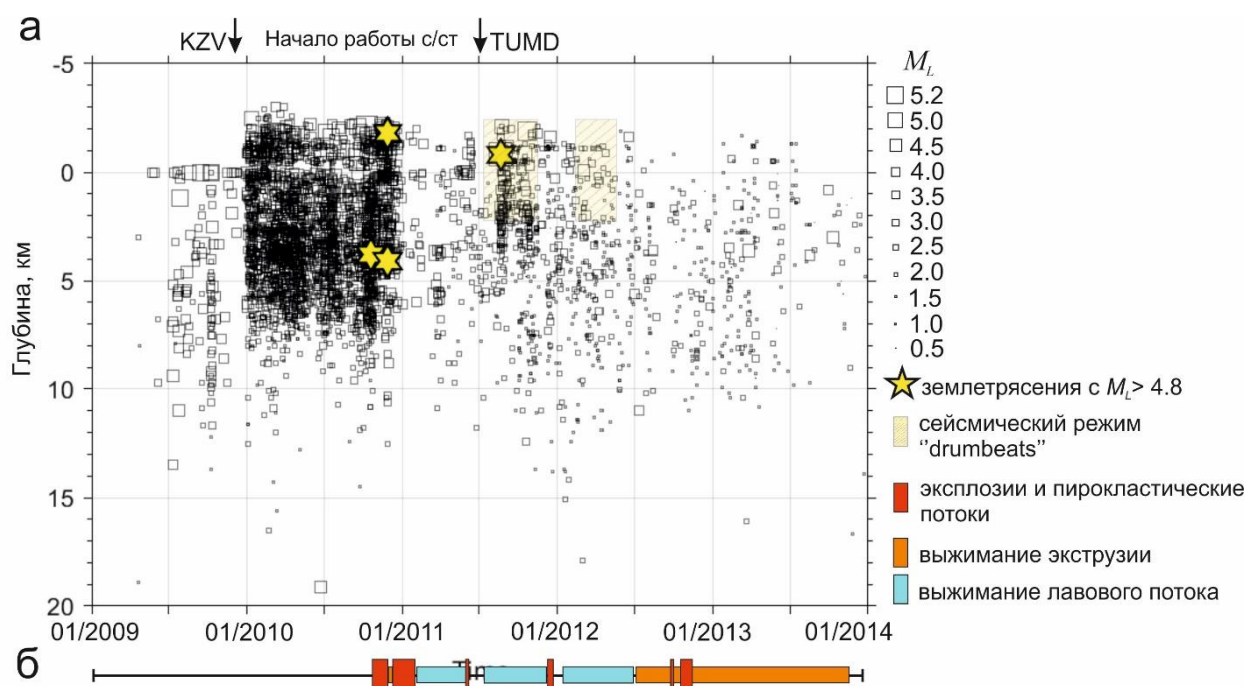


Рисунок 4.2 – Глубина вулcano–тектонических землетрясений района вулкана Кизимен (а) и основные проявления вулканической активности (б) в течение 2009–2013 гг.

Глубина очагов основной массы вулcano–тектонических событий в 2010–2013 гг. была заключена в диапазоне $-2-10$ км. Несколько по–другому представлена глубина для поверхностных событий в 2009 г., что связано с определением координат очагов программой НИРО [Мельников, 1990] и отсутствием с/ст вблизи вулкана. В 2009 г. на

глубинах 10–15 км отмечалась более высокая сейсмичность по сравнению с последующими годами. В 2010 г. большое количество гипоцентров регистрировалось выше уровня моря непосредственно в постройке вулкана. После начала извержения количество землетрясений резко снизилось (рисунок 4.2).

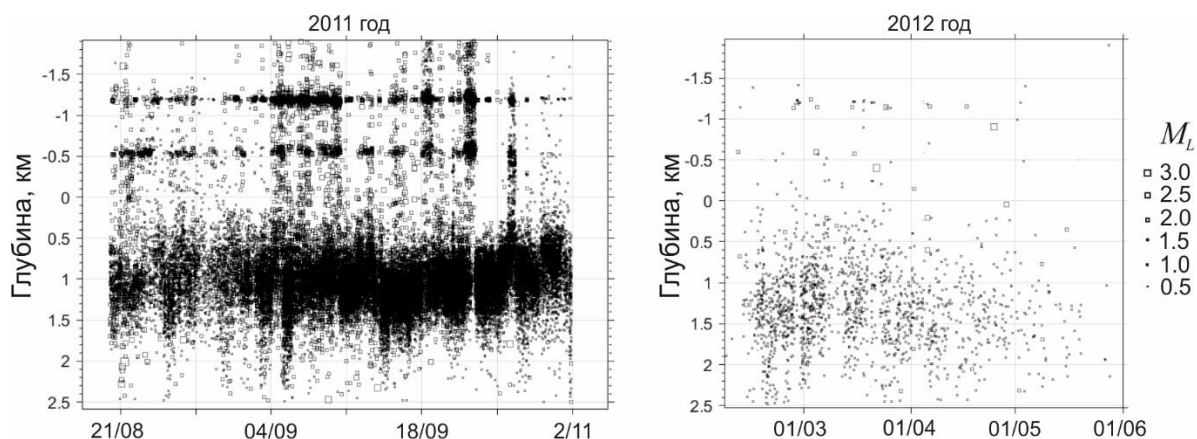


Рисунок 4.3 – Глубина землетрясений режима «drumbeats» в 2011 и 2012 гг. (периоды, выделенные прямоугольниками на рисунке 4.2а).

Временная динамика сейсмичности района вулкана Кизимен хорошо прослеживается на годовых графиках количества землетрясений с $M_L \geq 1.5$ и их выделившейся кумулятивной энергии в пятидневных интервалах (рисунок 4.4).

Каталог за 2009 г. содержал 110 землетрясений в диапазоне магнитуд $1.5 \leq M_L \leq 4.3$ и глубиной очага $0 < H < 20$ км (рисунок 4.4а, б). Суммарная энергия землетрясений для этого года составила $E = 6.3 \cdot 10^9$ Дж.

Первым предвестником извержения вулкана Кизимен является роевая последовательность в апреле 2009 г. С конца апреля по 9.10.2009 происходило выделение сейсмической энергии со средней скоростью $\bar{U} = 1.8 \cdot 10^7$ Дж/сутки (рисунок 4.4б). После сильной роевой последовательности 9–10.10.2009 (рисунок 4.4а), когда было зарегистрировано 34 землетрясения, до конца года выделение сейсмической энергии увеличилось на порядок $\bar{U} = 5.5 \cdot 10^8$ Дж/сутки. По данным наблюдателей с TUMD, для

землетрясений с глубиной очага 0–5 км и с $M_L > 4.0$, как правило, сотрясаемость составляла 3–4 балла [Гарбузова, Соболевская, 2011].

В дальнейшем до октября 2010 г. выделение сейсмической энергии происходило со средней скоростью $\bar{U} = 7.1 \cdot 10^9$ Дж/сутки (рисунок 4.4г). Во время усиления, выразившегося в трех сильных роевых последовательностях 9–10 октября, 19–20 октября и 27–28 ноября с $M_{Lmax} = 5.2$ (рисунок 4.4в), в течение двух месяцев было выделено $E = 1.2 \cdot 10^{12}$ Дж, что в среднем составило $2 \cdot 10^{10}$ Дж/сутки. Резкое повышение выделения сейсмической энергии с января до октября 2010 г. ($v = 7.1 \cdot 10^9$ Дж/сутки) с последующим скачком ($2 \cdot 10^{10}$ Дж/сутки) свидетельствовало о приближающемся извержении. После этой сейсмической активизации началось экструзивно–эксплозивное извержение вулкана Кизимен, выразившееся в выжимании экструзии и эксплозиях, сопровождавшихся схождением пирокластических потоков [Фирстов, Шакирова, 2014].

В конце февраля на склоне вулкана впервые был замечен лавовый поток [Овсянников, Малик, 2011], который продолжал двигаться по склону до октября. Небольшой перерыв в выжимании потока наблюдался 2–3 мая, когда происходили эксплозивные извержения и серии пирокластических потоков. Смена в активности произошла через 41 день после мартовской роевой последовательности (рисунок 4.4д), когда были зарегистрированы два землетрясения с $M_L = 4.1$ и 3.9 и $H = 5.7$ и 3.7 км соответственно.

Рост числа землетрясений отмечался во второй половине 2011 г. Значительный прирост сейсмической энергии был отмечен 21 августа, когда было зарегистрировано сильнейшее землетрясение в 2011 г. с $M_L = 5.0$, $H = -0.8$ км (рисунок 4.4 е).

Следующий рост сейсмической энергии приурочен к двум роевым последовательностям 23–27 октября (35 землетрясений) и 13–15 декабря (17 землетрясений) (рисунок 4.4д). В октябре произошло разветвление лавового потока и стал формироваться второй «язык», который продолжал свое движение до декабря.

Эксплозивная активизация произошла 13 декабря, через 48 дней после роевой последовательности 23–27 октября, и выражалась в формировании 16 крупных и 10 более мелких пирокластических потоков на северо–восточном склоне вулкана [Фирстов, Шакирова, 2014]. Выделившаяся энергия землетрясений в 2011 г., сопровождающая эффузивно–эксплозивное извержение, была почти на два порядка меньше по сравнению с энергией землетрясений, предварявших извержение, и составила $E = 4 \cdot 10^{10}$ Дж (рисунок 4.4е).

В 2012 г. наблюдалось дальнейшее снижение сейсмической активности одновременно с вулканической. С середины января продолжилось формирование лавового потока. Выделение сейсмической энергии в 2012 г. происходило до середины июня с $\bar{U} = 4 \cdot 10^5$ Дж/сутки, когда лавовый поток прекратил формироваться.

Во второй половине июня была зарегистрирована роевая последовательность из 15 землетрясений (рисунок 4.4ж), во время которой было зарегистрировано сильнейшее в 2012 г. землетрясение с $M_L=3.0$ и $H=5.6$ км, после чего выделение сейсмической энергии уменьшилось до $\bar{U}=10^5$ Дж/сутки. С июля начала формироваться привершинная экструзия, которая периодически разрушалась эксплозиями. При достижении значительного объема экструзивного материала процесс выжимания сопровождался обвалами. Крупный обвал наблюдался 1 августа, после которого процесс выжимания экструзии замедлился. Следующий активный период выжимания вершинной экструзии начался в декабре 2012–январе 2013 гг. после серии землетрясений 24 ноября с $M_{L \max}=2.3$ и $H=5.6$ км и 22–25 декабря с $M_{L \max}=2.6$ и $H=6.2$ км. К концу 2012 г. выделившаяся кумулятивная сейсмическая энергия землетрясений была на два порядка меньше, чем в 2011 и составила $E = 1.5 \cdot 10^8$ Дж (рисунок 4.4з).

На заключительной стадии извержения происходило выжимание экструзии, что в декабре 2012 – январе 2013 гг. [Фирстов и др., 2013] сопровождалось мультиплетами сейсмического режима «drumbeats». Обвал экструзивного купола произошел 2 января, а в

период 18–31 января регистрировались отдельные пирокластические потоки. Два наиболее сильных землетрясения с $M_L=3.5$ и $M_L=3.3$ были зарегистрированы в марте и октябре 2013 г. При этом суммарная выделившаяся сейсмическая энергия была равна $E = 6.8 \cdot 10^8$ Дж, что в четыре раза больше, чем в предшествующем году (рисунок 4.4к).

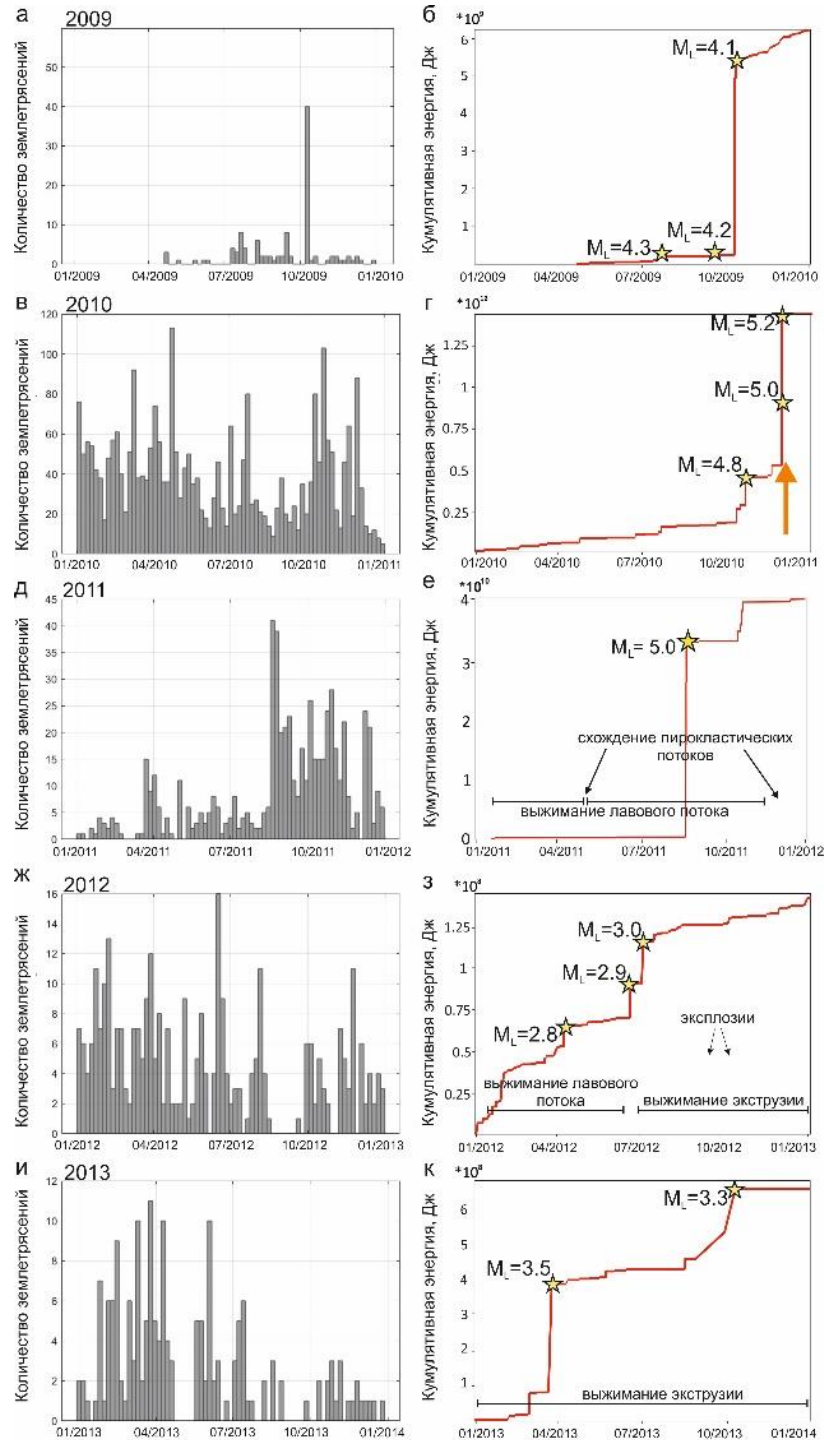


Рисунок 4.4 – Годовые графики числа вулcano–тектонических землетрясений в пятидневных интервалах (левые панели) и их кумулятивная сейсмическая энергия как

функция времени (правые панели) в 2009–2013 гг. Оранжевая стрелка отражает момент начала извержения вулкана Кизимен. Звездочками отмечены наиболее сильные землетрясения в рассматриваемый период.

На протяжении всего 2013 г., согласно фактографической базе «Активность вулканов Камчатки» [<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>], в вершинной части вулкана отмечалась термальная аномалия, периодически фиксировались обрушения купола и небольшие эксплозивные извержения.

Энергия землетрясений, выделившаяся в 2012 г. и 2013 г., уменьшилась в несколько раз по сравнению с первым годом извержения, что объясняется релаксацией напряженно–деформированного состояния геологической среды, в связи с разгрузкой в результате извержения.

Наиболее сильное землетрясение района вулкана, произошедшее 27.11.2010 с $M_L=5.2$ предваряло усиление вулканической активности. Пепловые выбросы в начале декабря достигали высоты одного км и сопровождались пирокластическими потоками [Овсянников, Малик, 2011]. Пеплопады в населенных пунктах на удалении 100–300 км от вулкана отмечались 12 и 31 декабря [<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>].

В 2011 г. прослеживалась закономерность – через 40–50 дней после роевых последовательностей землетрясений с района вулкана происходила смена в характере вулканической активности. Выжимание потока замедлялось, а преобладающей активностью являлись эксплозивные извержения со схождением пирокластических потоков, что, по–видимому, свидетельствовало о поступлении новых порций газированной магмы.

Рассмотрим изменение пространственного положения сейсмогенной области вулкана Кизимен за 2009–2013 гг. На картах эпицентров и вертикальных разрезах вдоль и поперек преобладающего направления разломной зоны, к которой приурочен вулкан Кизимен, выделены следующие особенности (рисунок 4.5 – 4.7):

1. Облако эпицентров землетрясений в плане имеет общее направление ЮЗ–СВ, что в целом совпадает с направлением региональных разломов, выделенных в работах [Шанцер и др., 1973; Tibaldi et al., 2008]. Основная масса очагов располагалась на глубинах выше 10 км.
2. Большая часть эпицентров очагов землетрясений попадают в эллиптическую область с осями $\sim 5 \times 10$ км. Для сейсмичности 2009 г. и января–февраля 2010 г. эта область смещена в С–З направлении от вулкана Кизимен, а на проекциях гипоцентров на вертикальную плоскость В–Г наблюдается асимметрия облака очагов относительно постройки (рисунок 4.5А, Б).
3. До ноября 2010 г. сейсмогенный объем располагался симметрично вулканической постройки как в плане, так и на вертикальных разрезах (рисунок 4.5 Б, В – 4.6 А–В).
4. Во время основного этапа извержения в 2011 г. прослеживалось погружение сейсмогенной зоны в районе вулкана в Ю–З направлении до глубины 8 км (рисунок 4.7А). Эпицентры в С–В направлении от вулкана, по всей видимости, маркировали реактивацию разлома.
5. В 2013 гг. по распределению эпицентров выделяется оживление разлома в Ю–З направлении от вулкана (рисунок 4.7 В).

Сейсмогенная зона под вулканом формировалась под действием регионального и локального полей тектонических напряжений, взаимодействие которых обусловили достаточно сложную конфигурацию сейсмогенного объема, активизировавшегося перед извержением. С–В направление отражает субрегиональное поле напряжений, связанное с тем, что постройка вулкана Кизимен сечется активным тектоническим разломом.

Сейсмогенная область была сосредоточена в эллиптической области ЮЗ–СВ направления с осями $\sim 5 \times 10$ км с глубиной до 10 км, смещенной в С–З направлении от вулкана на начальном этапе (2009 г., январь–февраль 2010 г.), а по вертикали наблюдалось погружение зоны в Ю–З направлении от вулкана. До начала извержения сейсмогенная

область располагалась симметрично вулканической постройки как в плане, так и по вертикали.

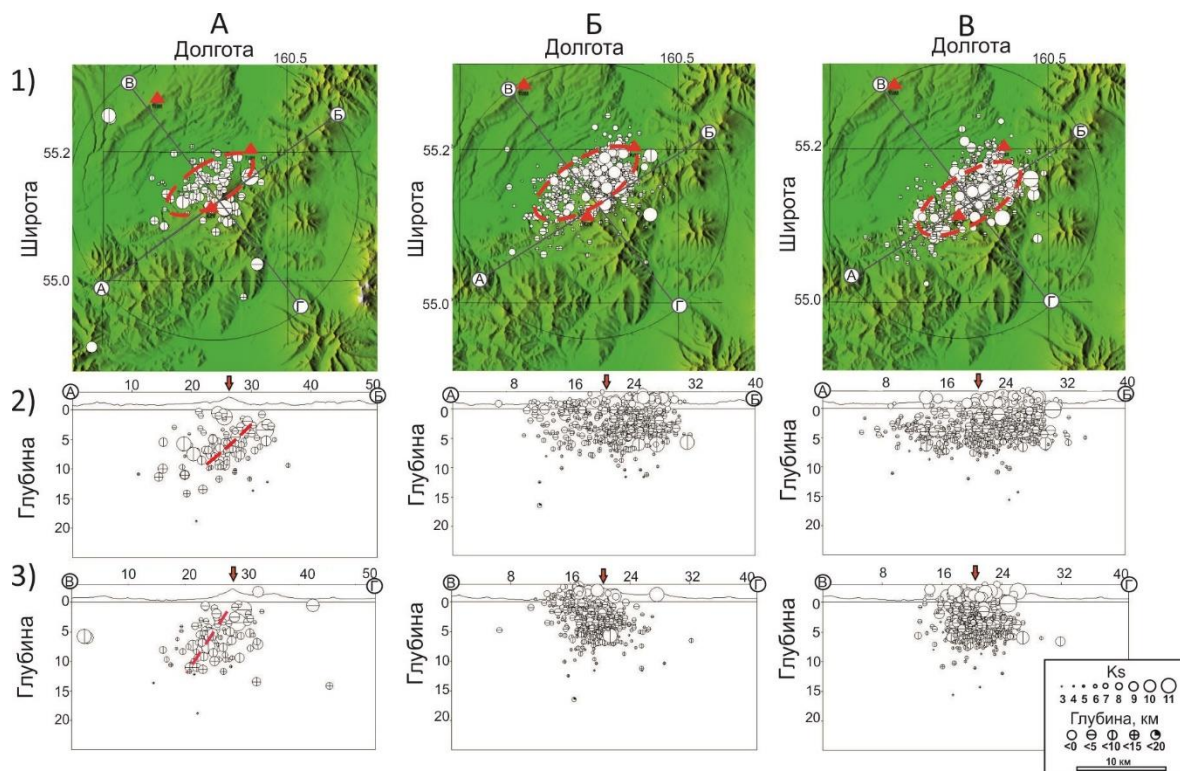


Рисунок 4.5 – Сейсмичность района вулкана Кизимен в 2009 г. (А), в январе–феврале 2010 г. (Б), марте–апреле 2010 г. (В). Карты эпицентров (1), проекции гипоцентров на вертикальные разрезы вдоль линий А–Б (2) и В–Г (3). Красными эллипсами выделены области, где сосредоточена большая часть очагов землетрясений, связанных с подготовкой и процессом извержения вулкана Кизимен. Красные пунктирные линии отражают погружение сейсмогенной зоны.

С уменьшением давления в магматическом очаге в связи с извержением большого объема магмы произошла релаксация напряжений вокруг магматической системы вулкана. Подобный эффект наблюдается при добыче жидкостей в резервуарах, таких как нефть, газ и вода [Munoz, Roehl, 2017]. С уменьшением давления происходит движение среды в более слабых местах – в местах наибольшей трещиноватости.

Таким образом, землетрясения 2011–2012 гг. с эпицентрами у С–В склона вулкана могут маркировать активизацию разлома, согласно карте разломов. Землетрясения с эпицентрами вблизи С–В склона вулкана могут быть обусловлены процессом установления изостатического равновесия в связи с появлением избыточной массы в виде лавового

потока ($V \sim 0.3 \text{ км}^3$) на восточном склоне вулкана. В 2013 г. также произошло оживление разлома в С–З направлении от вулкана, который маркируется гипоцентрами землетрясений.

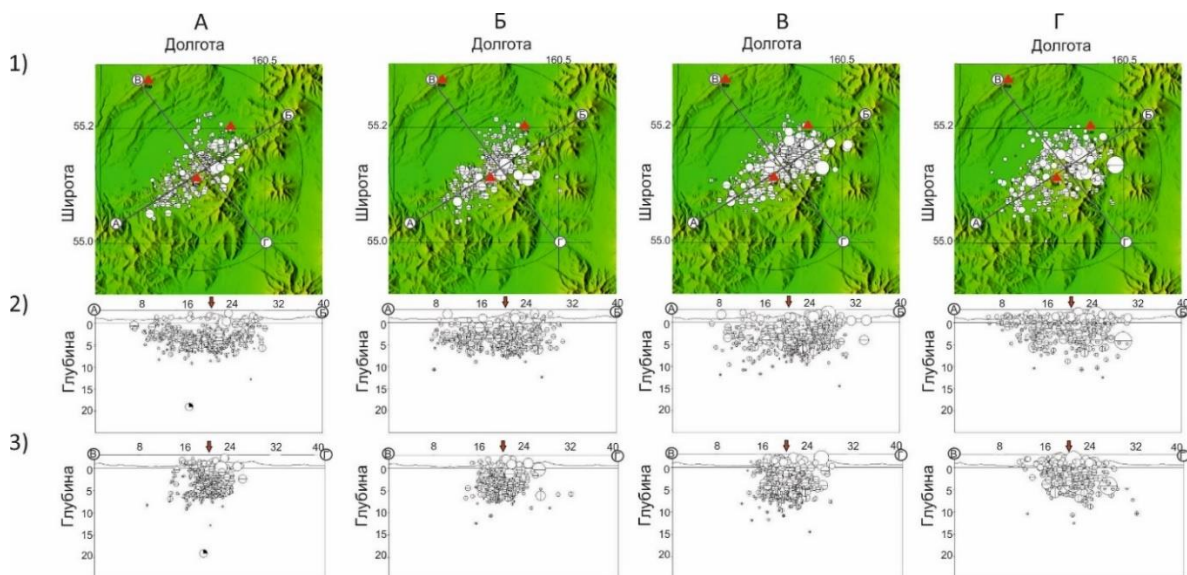


Рисунок 4.6 – Сейсмичность района вулкана Кизимен в 2010 г.: мае–июне (А), июле–августе (Б), сентябре–октябре (В), ноябре–декабре (Г). Карты эпицентров (1), проекции гипоцентров на вертикальные разрезы вдоль линий А–Б (2) и В–Г (3). Условные обозначения см. рисунок 4.5.

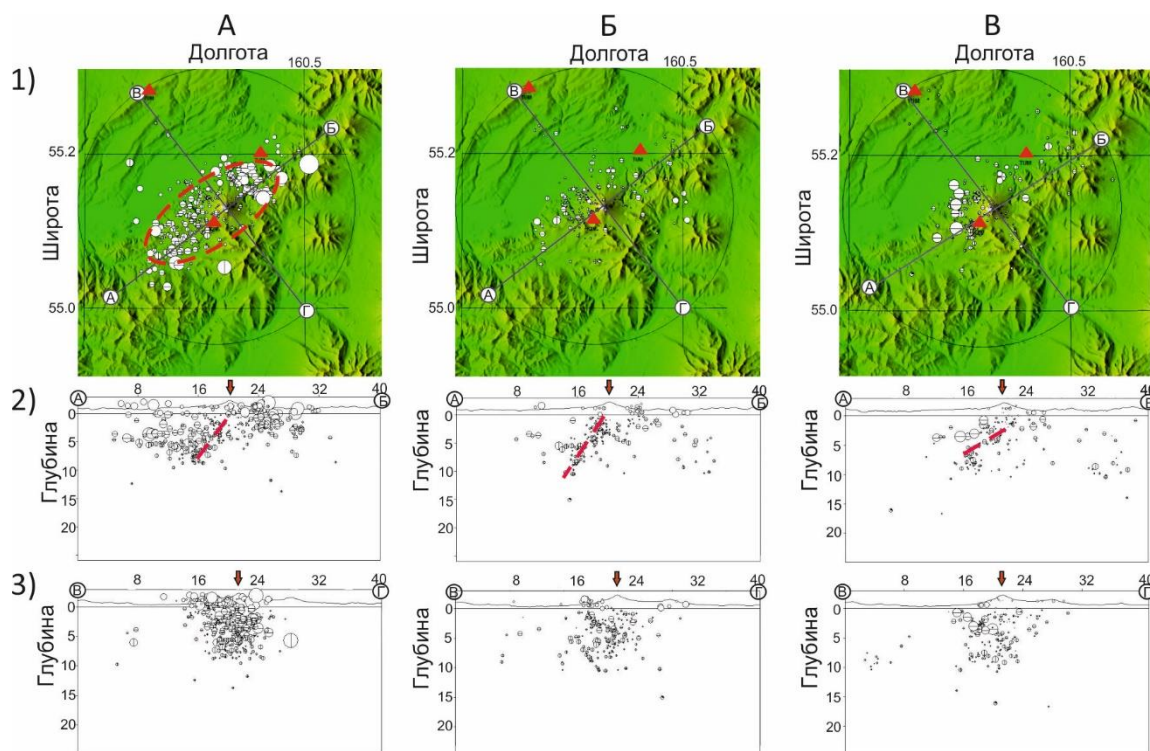


Рисунок 4.7 – Сейсмичность района вулкана Кизимен в 2011 г. (А), 2012 г. (Б) и 2013 г. (В). Карты эпицентров (1), проекции гипоцентров на вертикальные разрезы вдоль линий А–Б (2) и В–Г (3). Условные обозначения см. рисунок 4.5.

4.3 Анализ временных вариаций частотно–магнитудного распределения вулcano–тектонических землетрясений

С целью изучения процесса внедрения магмы и ее движения к дневной поверхности, сопровождающиеся изменением НДС геосреды в районе вулкана и возникновением сейсмичности, автором проводился детальный анализ временных вариаций частотно–магнитудного распределения вулcano–тектонических землетрясений. Одной из характеристик сейсмического процесса является график повторяемости землетрясений, основанный на законе Гутенберга–Рихтера, описывающий зависимость частоты землетрясений от магнитуды:

$$\log N = a - bM \quad (4.1)$$

где N – количество землетрясений большей или равной величины M , параметр a – сейсмическая активность, b – угол наклона линейной части частотно–магнитудного распределения, указывающий на соотношение больших и малых магнитуд [Gutenberg, Richter, 1944].

Значение b показывает степень изменения числа землетрясений малых и больших магнитуд в заданном интервале времени в фиксированном районе, b определяется как функция пространства или как функция времени, что отражено во многих исследованиях, начиная с [Gutenberg, Richter, 1944].

Пространственно–временные вариации b являются эффективным инструментом для исследования некоторых аспектов сейсмически активных зон и несут важную информацию о сеймотектонике региона. Их использование стало перспективным благодаря скачку в развитии регистрирующей аппаратуры и современным методам обработки землетрясений, приведших к созданию детальных каталогов землетрясений [Wiemer, Wyss, 2002].

Корректность оценки значений b зависит от конфигурации сети сейсмических станций и полноты выборки землетрясений, которая определяется величиной минимальной представительной магнитуды M_c [Rydelek, Sacks, 1989; Wyss et al., 1997; Wiemer, Wyss,

2000], которая определяется как левый край линейной части графика повторяемости, где происходит выполаживание кумулятивной формы.

Недостаточная полнота данных является основным фактором нелинейности графика повторяемости на левом склоне, что приводит к ошибочно заниженным значениям b . Ошибка значения b также возрастает из-за меньшей площади или слишком короткого периода наблюдений [Schorlemmer et al., 2005].

Среднемировое значение b , наблюдаемое в земной коре при длительных периодах наблюдений, как правило, близко к единице [Frohlich, Davis, 1993]. Для более коротких временных интервалов и ограниченных областей наблюдаются статистически значимые изменения, особенно это относится к вулканическим областям, где, в некоторых случаях, фиксируются высокие значения, вплоть до $b = 2$. Самое распространенное объяснение аномально высоких значений b в вулканических районах вызвано увеличением температурного градиента, что связано с присутствием активных магматических очагов [Wyss et al., 1997]. Также аномально высокие значения b можно объяснить необычно высоким поровым давлением или аномально сильной неоднородностью из-за обширных трещин, или обоими явлениями [Wyss et al., 2001]. Пониженные значения b свидетельствуют о повышении приложенного напряжения сдвига [Scholz, 1968; Wyss, 1973].

Вариации значений b зависят от физико-механических свойств геосреды, которые также зависят от температурного градиента, который повышен в районах вулканизма [Warren and Latham, 1970]. Кроме того обнаружено, что значение b зависит от типа разломной зоны, где проявляется сейсмичность [Schorlemmer et al., 2005]. Разломы сбросового типа сопровождаются сейсмичностью с высоким значением b . Для сейсмичности районов с преобладанием надвигов характерны самые низкие значения b , так как они подвергаются более высокому напряжению. Для сдвиговых разломов – промежуточные [Scholz, 2015].

В результате экспериментов [Lei et al., 2018], в которых цилиндрические образцы гранитного блока с очень низкой изначальной плотностью трещин подвергались напряжению, было установлено, что значение b , равное 1.2–1.5, уменьшалось до 0.6 по мере увеличения напряжения сдвига, а затем быстро увеличивалось обратно до 1.0–1.3, что наблюдалось непосредственно перед падением динамического напряжения. При этом минимальное значение b совпадало с максимальной частотой событий и уровнем напряжений от 70 до 95% прочности на сдвиг. Рост параметра b связан с преобладанием появления сравнительно мелких разрывов (слабых землетрясений), однако при их определенной концентрации возникает взаимодействие между мелкими разрывами вплоть до слияния, что приводит к уменьшению наклона графика повторяемости, наблюдающегося перед образованием разрыва (сильными землетрясениями) [Lei et al., 2018].

Не всегда получается установить, какой преобладающий фактор вызывает флуктуации значения b , если не доступны другие виды наблюдений. Поэтому автором изучались вариации значений b до и во время извержения, а также их связь с динамикой извержения с целью получения информации о геомеханических свойствах блока геосреды окрестности вулкана Кизимен.

Процедура расчёта b сводится к определению наклона графика повторяемости на его линейном участке, соответствующем закону Гутенберга–Рихтера [Aki, 1965].

Все расчеты параметров графиков повторяемости осуществлялись с использованием программы ZMAP [Weimer, 2001], в которой заложен алгоритм расчета значения b согласно методу максимального правдоподобия [Aki, 1965]:

$$b = lge / (\bar{M} - M_{min}) \quad (4.2)$$

где lge – постоянная величина, M_{min} – минимальная представительная магнитуда, \bar{M} – средняя магнитуда.

В ZMAP алгоритм определения точности значения b (среднеквадратичная оценка δb) вычисляется согласно формуле Shi and Bolt [1982]:

$$\delta b = \ln e \cdot b^2 \sqrt{\frac{\sum_i (M_i - \bar{M})^2}{n(n-1)}} \quad (4.3)$$

где n – размер выборки.

Дискретное разбиение магнитуд составляло 0.1 единицы величины, при этом $M_{\min} = \min(M) - 0.05$.

Представительная магнитуда M_c для каждой из выборок составила 2.2. Каталог землетрясений $M_c \geq 2.2$ содержал 3391 землетрясение. Временные изменения b были рассчитаны для временных окон, содержащих в себе 1000 землетрясений с перекрытием 200 начиная с 2010 года.

При оценке статистической значимости расхождений рассчитанных значений b применяется тест значимости разницы между двумя группами землетрясений по величине b [Utsu, 1992]. Тест основан на информационном критерии (Akaike information criterion – AIC). Этот тест наиболее широко используется при сравнении двух рассчитанных значений b [Mori, Abercrombie, 1997; Zuniga, Wyss, 2001]. Для двух групп землетрясений А и В критерий вычисляется по формуле:

$$\Delta AIC = -2(N_A + N_B) \ln(N_A + N_B) + 2N_A \ln\left(N_A + \frac{N_B b_A}{b_B}\right) + 2N_B \ln\left(\frac{N_A b_B}{b_A} + N_B\right) - 2 \quad (4.4)$$

где N_A и N_B – количество землетрясений, использованное для расчета значения b , b_A и b_B – рассчитанные значения b .



Обычно разница в ΔAIC считается значительной, если она превышает 2. Из ΔAIC можно получить вероятность b [Utsu, 1992]:

$$p_{\Delta AIC} = \text{lge}\left(-\frac{\Delta AIC}{2}\right) - 2 \quad (4.5)$$

Значение b заключено в пределах 0.85–1.1 (рисунок 4.8, 4.9). Уменьшение значения b с начала 2010 г. по ноябрь 2010 г. с 1.1 ± 0.05 до 0.85 ± 0.03 показало, что со временем происходило постепенное увеличение напряженного состояния среды в районе вулкана в

соответствии с [Scholz, 1968; Wyss, 1973], что подтвердилось сильнейшим землетрясением, зарегистрированным 27.11.2010 с $M_L = 5.2$ с $H = -1.8 \pm 2.7$ км (рисунок 4.6 Г). Механизм очага этого землетрясения, посчитанный Раевской А.А. в КФ ФИЦ ЕГС РАН по методике RSMT (Regional Seismic Moment Tensor) [Абубакиров, Павлов, 2021] – сброс (таблица 4.2). Расчет тензора сейсмического момента по RSMT демонстрирует приемлемое согласие с данными каталога GCMT (Global Centroid Moment Tensor) для большинства из рассчитанных механизмов, а также для механизма этого землетрясения [Ekstrom et al., 2012] [<https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>]. Угол Кагана двух механизмов составил 11° .

Таблица 4.2 – Механизмы очага сильнейшего землетрясения с $M_L = 5.2$, произошедшего в районе вулкана Кизимен в 2010 г., рассчитанные по двум методикам.

Дата и время	Параметры механизма очага по RSMT	RSMT	Параметры механизма очага по GCMT	GCMT
27.11.2010 18:56:43	$\phi = 214^\circ$ $\delta = 39^\circ$ $\lambda = -117^\circ$		$\phi = 218^\circ$ $\delta = 39^\circ$ $\lambda = -103^\circ$	

Примечание: RSMT – Regional Seismic Moment Tensor; GCMT – Global Centroid Moment Tensor; ϕ – угол простираения плоскости разрыва; δ – угол падения плоскости разрыва; λ – направление подвижки.

Эпицентр землетрясения совпадает с разломом, выделенным Кожуриным А.И. (рисунок 3.1 б). Висячий блок, исходя из механизма очага (сброс), относится к Щапинскому грабену.

В районе вулкана Кизимен землетрясения с магнитудами $M_L > 5$ происходили в 1963 г. и 2010 г. Также известно о том, что извержение вулкана Кизимен в 1928 г. предварялось сильными местными землетрясениями в ноябре – декабре 1927 г. [Влодавец, Пийп, 1957]. Из чего можно сделать вывод, что повторяемость землетрясений с $M_L > 5$ для этого района составляет ~40 лет.

Уменьшение значения b приводило к хрупкому разрушению горных пород и миграции вязкой лавы на поверхность [Shakirova, Firstov, 2022]. Увеличение напряжения,

выраженное в виде уменьшения значения b , также тесно коррелирует с деформацией поверхности в виде подъема, выявленной в [Ji et al., 2013], а также с равномерной скоростью высвобождения сейсмической энергии в этот период (рисунок 4.4 г). Все это указывает на то, что до извержения вулкана Кизимен для него была характерна закрытая вулканическая система с очень высоким давлением, согласно идеям [Chaussard et al., 2013].

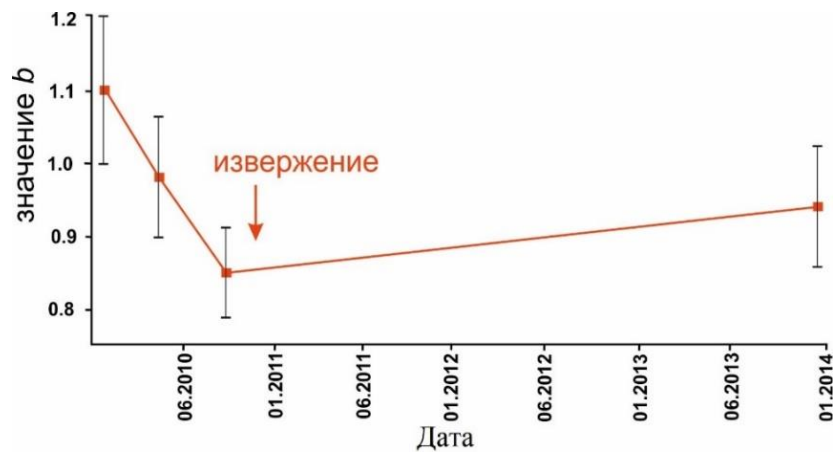


Рисунок 4.8 – График значений b за период 2010–2013 гг. Стрелка указывает на момент извержения.

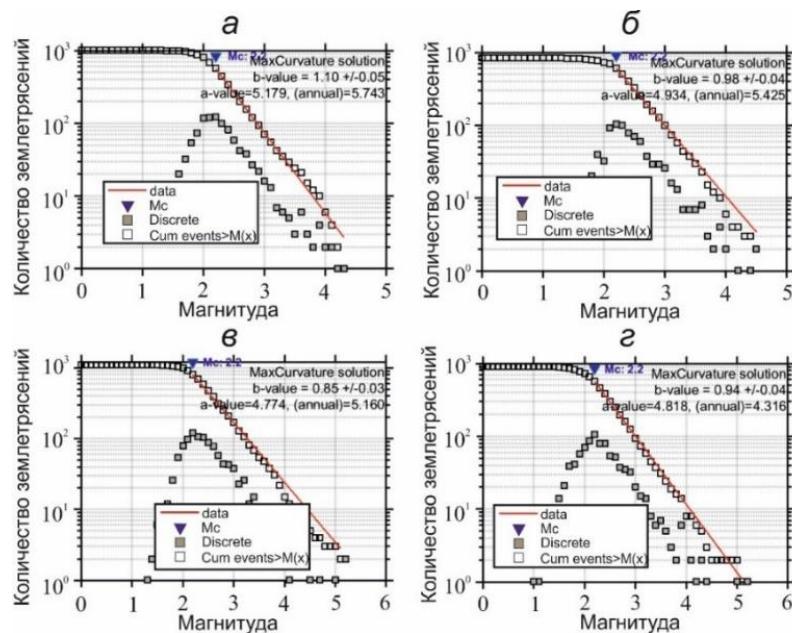


Рисунок 4.9 – Графики повторяемости землетрясений для окон длительностью 1000 землетрясений и полученные значения наклона графика повторяемости (b). M_c – величина полноты каталога; серые квадраты – дискретный график повторяемости; белые квадраты – кумулятивный.

Снижение накопленного напряжения проявилось в извержении вулкана Кизимен в ноябре 2010 г. После извержения значение b увеличивалось и к концу извержения приблизилось к 0.94 ± 0.04 . Согласно тесту АІС полученные значения b считаются значимыми (таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Результаты теста значимости разницы в величине b между двумя группами землетрясений и вероятность полученного значения b .

№	Период	Кол-во землетрясений	b	ΔAIC	$p_{\Delta AIC}$
1.	2010.01.01–2010.04.10	1000	1.1 ± 0.05	4.66	0.013
2.	2010.03.25–2010.7.21	1000	0.98 ± 0.04	8.11	0.002
3.	2010.06.30–2010.11.27	1000	0.85 ± 0.03	3.03	0.029
4.	2010.10.23–2013.12.24	991	0.94 ± 0.04		

Примечание: b – угол наклона линейной части частотно–магнитудного распределения землетрясений; ΔAIC – разница в информационном критерии двух групп землетрясений; $p_{\Delta AIC}$ – значение вероятности ΔAIC .

Такое закономерное уменьшение b для вулcano–тектонических землетрясений непосредственно перед извержениями вулканов отмечалось в ряде работ. Так, для сейсмической подготовки Большого Трещинного Толбачинского извержения в 1975–1976 гг. (Камчатка) было установлено, что b уменьшалось до момента возникновения наиболее сильных землетрясений, а затем на фоне увеличения b начиналось извержение [Федотов и др., 1984]. За три месяца до извержения вулкана Этна в 1983 г. происходило линейное снижение b с 1.7 до 0.8 [Gresta, Patane, 1983], а также перед извержением вулкана Киришима (Япония) в 2011 г. с 1.4 до 0.9 [Chiba, Shimizu, 2018].

Напряженно–деформированное состояние среды в районе вулкана Кизимен возникло вокруг магматического очага, канала и внедряющихся в вулканическую постройку систем силлов и даек в результате совокупности напряжений и деформаций при подъеме магмы к поверхности. Геомеханические процессы, по всей видимости, сопровождались сжатием массива горных пород и определяли сейсмичность и деформацию недр в районе вулкана. Что согласуется с идеями [Amitrano, 2003; Lei et al., 2018],

связывающими систематическое уменьшение значения b с увеличением давления в обжати образцов гранита при испытаниях на трехосное сжатие. В работе [Massinai et al., 2019] низкое значение b отражает область с плотными разломами или более высокой скоростью разрушения пород из-за воздействия относительно высоких напряжений. Таким образом, сеймотектоническая обстановка в районе исследования может быть изучена по значению b в качестве косвенного измерителя напряжения.

4.4 Микросейсмичность района вулкана Кизимен в период ноябрь 2009 – февраль 2011 г.

Несмотря на то, что роль слабых землетрясений в высвобождении тектонических сил в земной коре рассматривается как незначительная, изучение распределений микроземлетрясений имеет важное значение при изучении взаимодействия упругих напряжений.

В связи с невозможностью локализации слабых землетрясений с $K < 5$ из-за редкой сети с/ст района вулкана, в период ноябрь 2009 – февраль 2011 гг. изучалась микросейсмичность района на основе пространственного положения очагов землетрясений, зарегистрированных только одной ближайшей к вулкану с/ст KZV [Шакирова, Кожевникова, 2011]. Определение гипоцентров производилось поляризационным методом в программе DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010]. Естественно, при таком определении координат очагов землетрясений точность определения значительно хуже стандартной обработки, но общие закономерности развития сейсмичности могут проявиться.

Было определено положение 780 очагов слабых вулcano-тектонических землетрясений с $K < 5$ ($M_L < 1.75$) (рисунок 4.10). В некоторые периоды из-за высокой зашумленности сейсмических каналов не удавалось выделить четких вступлений P- и S-волн на с/ст KZV (выделены пунктирной линией на рисунке 4.10).

В эпицентральной области слабых землетрясений, по плотности эпицентров с определенной долей условности можно выделить две зоны (рисунок 4.10а). Первая зона почти круговой формы с диаметром ~4 км несколько сдвинута к северо-востоку от вулкана Кизимен, а вторая, эллипсоидной формы (5×10 км), совпадает с Щапинским грабеном (см. рисунок 3.1).

Диапазон глубин, на которых располагались очаги землетрясений, составил от –1.5 до 8 км, с основной массой на глубинах 0 – 6 км. На проекции очагов землетрясений на вертикальную плоскость по сечению А–Б также выделяются две зоны (рисунок 4.10б): одна в виде вертикальной колонны, чуть сдвинутой к С–В от вулкана, а вторая в виде наклонной области в Ю–З направлении от вулкана. Причем в Ю–З направлении длинной оси глубина очагов увеличивалась от 0 до 6 км.

При сравнении решений гипоцентров землетрясений с энергетическими классами $K > 9$, полученных стандартной методикой расчета гипоцентра (с применением записей ближайших к вулкану Кизимен шести сейсмических станций) и поляризационным методом, ошибка в определении глубины гипоцентра составила ~2 км, на поверхности ~4 км.

Начиная с ноября 2009 г. по сентябрь 2010 г. гипоцентры располагались равномерно на глубинах от 0 до 5 км, а в октябре 2010 г. появились более глубокие землетрясения с глубин 5–8 км (рисунок 4.10в). По мере приближения к извержению глубина очагов уменьшалась с 8 до 5 км в нижней точке сейсмической зоны [Шакирова, Кожевникова, 2011].

Выделенная зона почти круговой формы частично отражает зону деформации поверхности района вулкана Кизимен до извержения, определенной методом интерферометрии [Ji et al., 2013]. Метод показал, что в период 2008/09–2010/09 между поверхностью земли и спутником в районе вулкана Кизимен произошло сокращение прямой видимости на 56 мм (датчик спутника ENVISAT) и 236 мм (датчик спутника

ALOS) (рисунок 4.10 з). По смоделированным интерферограммам [Ji et al., 2013] сделано заключение, что вздымание было вызвано дайкой, имевшей вертикальную форму, длиной 14.4 км, шириной 10.6 км, с глубиной 12.7 км в центре плоскости дайки (толстая черная линия на рисунке 4.10 з). Зона круговой формы совпадает с краем предположительной дайки. В этом же районе произошли наиболее сильные землетрясения, зарегистрированные перед началом извержения в ноябре 2010 г.

Из анализа распределения микросейсмичности района вулкана Кизимен следует, что возникшая сейсмогенная зона под вулканом Кизимен, которую можно связать с локальным полем тектонических напряжений, обусловлена началом интрузивного процесса на глубине не более 8 км. Зона С–В направления отражает субрегиональное поле напряжений, связанное с тем, что постройка вулкана Кизимен сечется разломом Щапинского грабена. Взаимодействие локального и регионального полей напряжений обусловили достаточно сложную конфигурацию сейсмоактивного объема, активизировавшегося перед извержением.

По распределению землетрясений магматический очаг вулкана предположительно находится на глубинах ниже 5–6 км. Зоны с высокой концентрацией землетрясений, вероятно, маркируют пути подъема магмы к поверхности земли.

В работе [Auer et al., 2018] предполагается, что очаг под вулканом Кизимен находится на глубинах 5–11 км, что хорошо согласуется с диапазоном давлений, рассчитанным по составу амфибола и ортопироксена. Также в этой работе на основе выделенных зон сейсмичности и петрологического изучения изверженных пород предполагается, что зона эллипсоидной формы, совпадающая с Щапинским грабеном, может относиться к активному тектоническому разлому, пересекающему С–З склон вулкана. Сейсмичность в этой зоне могла быть вызвана миграцией магмы или гидротермальными флюидами, циркулирующими в разломе [Auer et al., 2018].

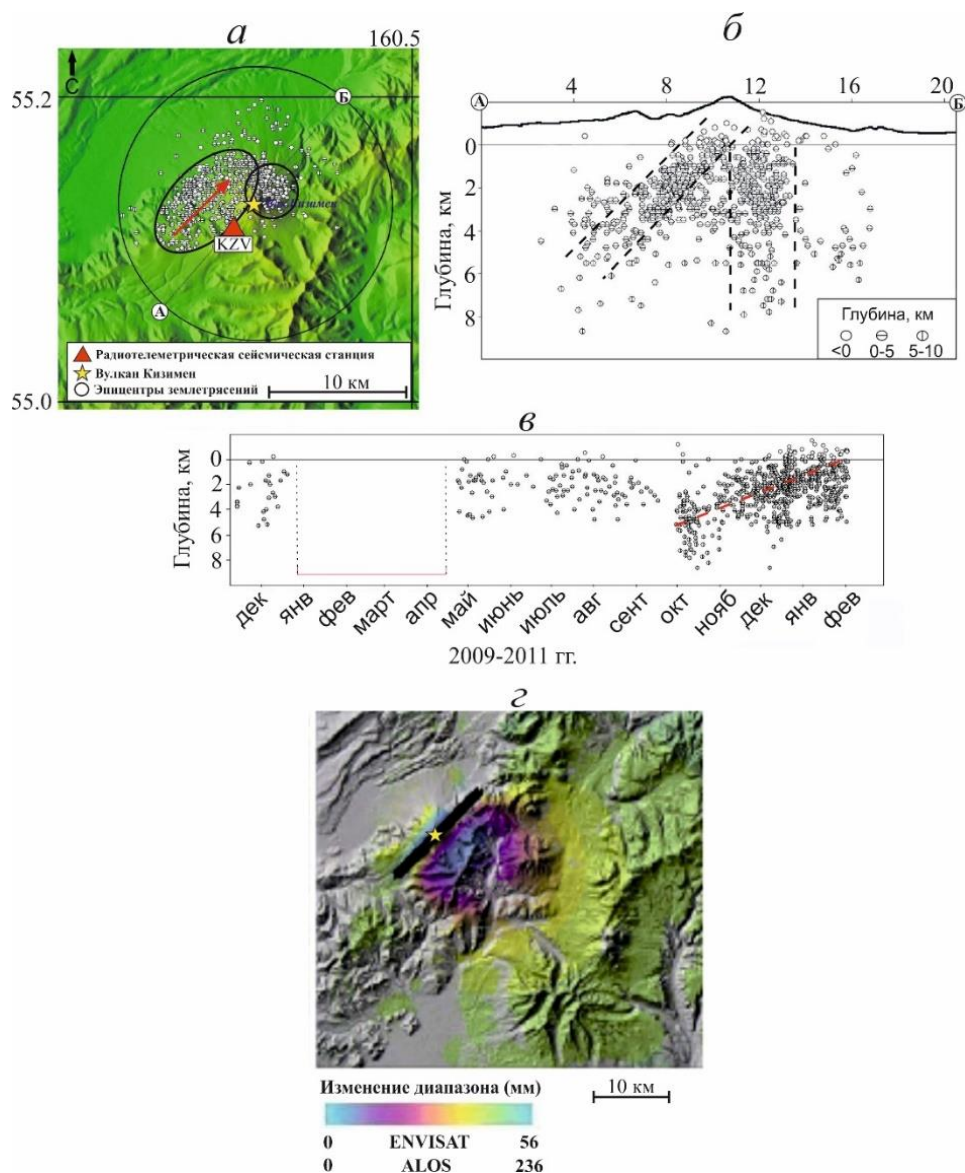


Рисунок 4.10 – Карта эпицентров (а), проекции гипоцентров на вертикальные разрезы вдоль линии АБ (б), миграция глубины (в) слабых землетрясений с $K < 5$ района вулкана Кизимен за ноябрь 2009 – февраль 2011 гг. [Шакирова, Кожевникова, 2011]. Красной стрелкой показано направление миграции гипоцентров (уменьшение глубины гипоцентров). Интерферограмма для района вулкана Кизимен за период 09.08.2009–29.08.2010 (г), черная линия – проекция дайки на дневную поверхность [Ji et al., 2013].

4.5 Выводы к главе 4

Длительность сейсмической подготовки извержения вулкана Кизимен составила один год и 8 месяцев. Отсутствие сильных глубоких землетрясений, предшествующих извержению вулкана Кизимен с $H > 11$ км указывает на то, что источником магмы был поверхностный очаг. Влотекущая сейсмичность с района Кизимена свидетельствовала о медленном продвижении к дневной поверхности очень вязкой и малогазированной магмы.

Детальный анализ временных вариаций частотно–магнитудного распределения вулканотектонических землетрясений (значение b) в 2010–2013 гг. показал, что с начала 2010 г. до момента извержения происходило уменьшение наклона графика повторяемости, значение b уменьшалось с 1.1 ± 0.05 до 0.85 ± 0.03 . Закономерное уменьшение значения b для вулканотектонических землетрясений непосредственно перед извержениями отмечалось на других вулканах мира. Уменьшение значения b отражало постепенное увеличение напряжения среды в районе вулкана Кизимен, что выразилось в сильнейшем землетрясении, зарегистрированным перед извержением, 27.11.2010 с $M_L = 5.2$ с $H = -1.8 \pm 2.7$ км. Увеличение напряжения коррелирует с деформацией грунта в виде подъема поверхности, выявленной в [Ji et al., 2013], а также с равномерной скоростью высвобождения сейсмической энергии в этот период. Все это указывает на закрытую вулканическую систему с очень высоким давлением.

По гипоцентрам землетрясений с $K < 5$ выделены две зоны сейсмичности: одна в виде вертикальной колонны в С–В направлении от вулкана с глубиной очагов до 8 км, а вторая в виде наклонной области в Ю–З направлении с погружением глубины очагов до 6 км. Возникшая сейсмогенная зона под вулканом Кизимен связана с локальным полем тектонических напряжений и обусловлена началом интрузивного процесса на глубине не более 8 км.

В 2011 г. наблюдались моменты резкой смены эффузивной активности на эксплозивную со схождением пирокластических потоков, что свидетельствовало о поступлении на дневную поверхность порций более газированной магмы. Смена в характере вулканической активности происходила через 40–50 дней после возникновения роевых последовательностей вулканотектонических землетрясений в районе вулкана.

ГЛАВА 5. СЕЙСМИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ ОТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ИЗВЕРЖЕНИЯ КИЗИМЕНА В 2010–2013 ГГ.

Начиная с ноября–декабря 2010 г. во время извержения вулкана Кизимен различные формы проявления вулканической активности сопровождались характерными сейсмическими сигналами. На основании сопоставления сейсмических записей с визуальными наблюдениями и данными спутниковых снимков устанавливается, какому виду проявления вулканической активности соответствует тот или иной сейсмический сигнал [Кожевникова, 2011]. Рассмотренные далее сейсмические сигналы не отражены в классической типизации землетрясений, описанной в разделе 1.1, а дополняют ее. Данная глава посвящена краткому анализу волновых форм землетрясений и спектрального состава сигналов, зарегистрированных во время извержения вулкана Кизимен и детальному исследованию землетрясений режима «drumbeats».

Достаточно полное представление о разнообразии сейсмических сигналов дает суточная сейсмограмма с/ст KZV за 9.12.2010, когда происходила быстрая смена в характере вулканической активности (рисунок 5.1). В начале суток наблюдалась локальная сейсмичность, выраженная в многочисленных слабых землетрясениях, которая в 03:00 сменилась спазматическим вулканическим дрожанием, перешедшим в 07:00 в хорошо выраженный режим «drumbeats III», продолжавшийся два часа. Как будет показано далее, режим «drumbeats III» связан с ростом вершинной экструзии. Об этом свидетельствуют сигналы, зарегистрированные с 9:00 до 14:00, обусловленные обрушением растущего купола под действием выжимающейся вязкой лавы. На следующем этапе активизации началась взрывная активность, фиксирующаяся взрывными землетрясениями разной интенсивности. С 18:00 начали регистрироваться вулкано–тектонические землетрясения различных энергетических классов (рисунок 5.1а). На рисунке 5.1б приведены образцы сейсмических сигналов в развернутом виде.

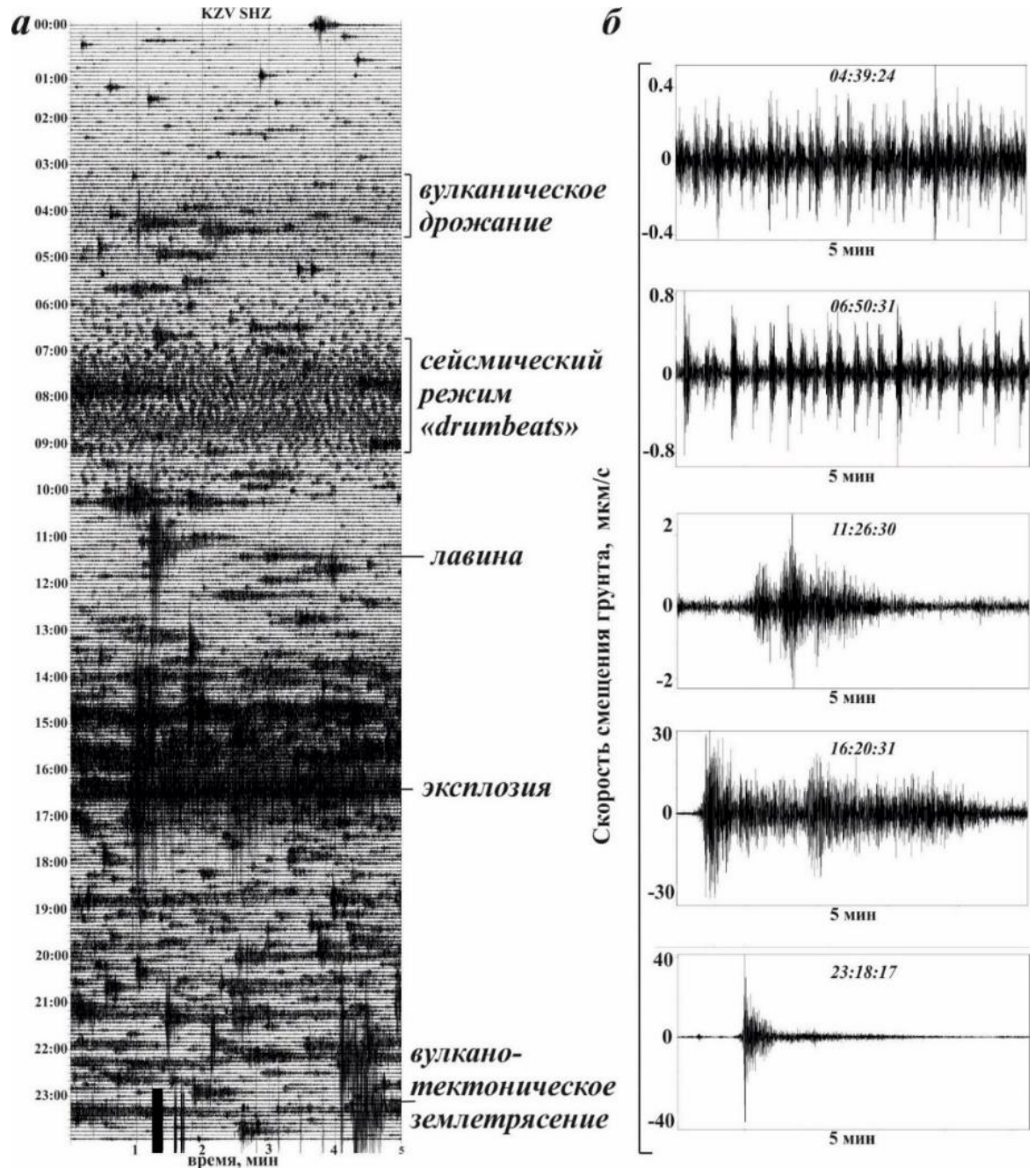


Рисунок 5.1 – Суточная сейсмограмма с/ст KZV за 9.12.2010 г. с типами землетрясений (а), сопровождавших различные формы проявления вулканической активности; пятиминутные сейсмические сигналы соответствующего типа сигнала (б).

5.1 Спазматическое вулканическое дрожание

Во время извержения Кизимена спазматическое вулканическое дрожание впервые было зарегистрировано 9.12.2010 в течение нескольких часов (рисунок 5.1). В дальнейшем дрожание регистрировалось в декабре 2010 г., в середине июля и декабре 2011 г., а также в январе 2012 г. Наиболее реальные результаты, отражающие спектр источника, можно получить при регистрации сигналов в непосредственной близости от источника [Гордеев,

1997]. Анализ спектральных особенностей сигналов проводился по записям ближайшей с/ст KZV. Для 6 дат на временном интервале одна минута рассматривались спектральные особенности дрожания в виде спектрограмм, приведенных на рисунке 5.2.

На всех спектрограммах четко проявляется спазматичность дрожания, которая фиксируется отдельными пятнами спектральной плотности. На спектрограмме (рисунок 5.2*а*) выделяются четыре характерных частоты для спазматического вулканического дрожания 9.12.2010: 0.5–0.8, 1.8, 2.7 и 4 Гц. Для дрожания 25 декабря – 0.5, 1.8, 2–2.5 и 3–3.5 Гц (рисунок 5.2*б*). В июне и июле (рисунок 5.2*в, г*) наблюдалось исчезновение низкочастотного пятна с $f = 0.5$ Гц. В декабре 2011 г. и январе 2012 г. (рисунок 5.2*д, е*) на спектрограммах дрожания вновь появились пятна спектральной плотности на частоте 0.5 Гц. Наибольшая частота на спектрограммах дрожания отмечается в начале извержения – 3.5–4 Гц.

В начале извержения в декабре 2010 г., дрожание связывается с формированием экструзивного купола в привершинной части вулкана. В 2011–2012 гг. дрожание регистрировалось как непрерывные землетрясения «drumbeats», когда они происходили очень часто и сливались.

Различие в спектральном составе вулканического дрожания главным образом зависит от механических параметров магмы, которые непосредственно связаны с количеством газовой компоненты [Гордеев, 1997]. Наибольшая частота наблюдается для вулканов, которые извергают жидкую магму с малой вязкостью, в то время как для вулканов с более вязкой магмой характерны более низкие частоты, что доказано математическим моделированием. Это наблюдение позволяет сделать вывод, что наличие более высоких частот в спектре дрожания, зарегистрированного в начале извержения вулкана Кизимен, объясняется меньшей вязкостью выжимающихся блоков лавы. Более низкие частоты в спектре дрожания в 2011–2012 гг. связаны с движением фронта лавового потока и отражают большую вязкость выжимающихся блоков лавы.

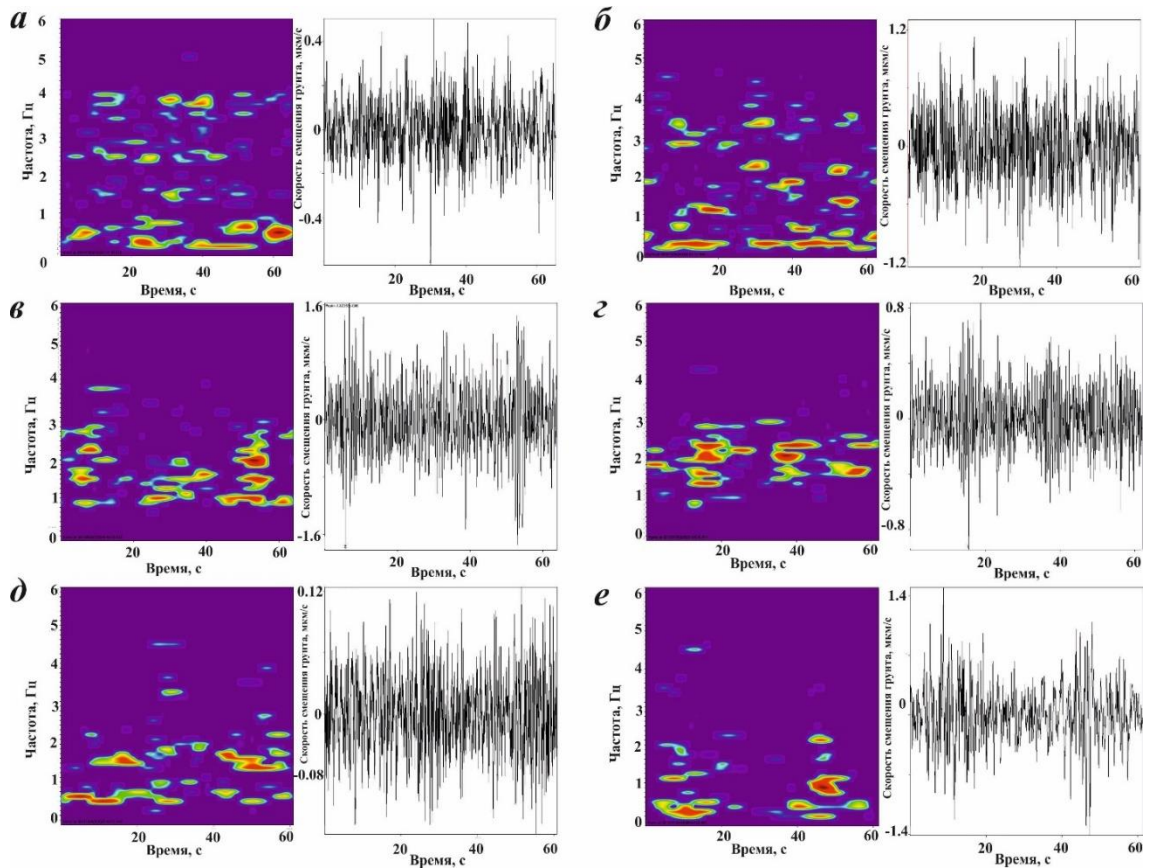


Рисунок 5.2 – Фрагменты дрожания длительностью минута после фильтрации полосовым фильтром 0.1–8 Гц и их спектрограммы: *a* – 09.12.2010, начало отсчета времени соответствует 03:14:43; *б* – 25.12.2010, начало отсчета 05:01:21; *в* – 28.06.2011, начало отсчета 16:48:18; *г* – 25.07.2011, начало отчета 03:34:38; *д* – 4.12.2011, начало отсчета 07:40:51; *е* – 10.01.2012, начало отсчета 08:50:22.

5.2 Землетрясения, возникающие во время сильных взрывов

К сильным взрывам, произошедшим во время извержения Кизимена, отнесены взрывы, высота которых была более 8 км, и от которых наблюдалось выпадение пепла в ближайших населенных пунктах. Наиболее сильные взрывы произошли 12 декабря в 19:49 и 31.12.2010 в 17:56.

Взрыв, произошедшая 12.12.2010 в 19:49 сопровождалась акустическим и сейсмическим эффектами. По спутниковым данным пепловый шлейф от этой взрыва на высоте тропопаузы ~10 км распространился в северо–западном направлении и привел к выпадению пепла в поселках Козыревск (110 км) и Тигиль (300 км). Длительность сейсмической записи взрывного землетрясения составила 15 минут (рисунок 5.3а). По

спектрограмме его спектр соответствует частоте 1–10 Гц с основной частотой 1–7 Гц (рисунок 5.3б).

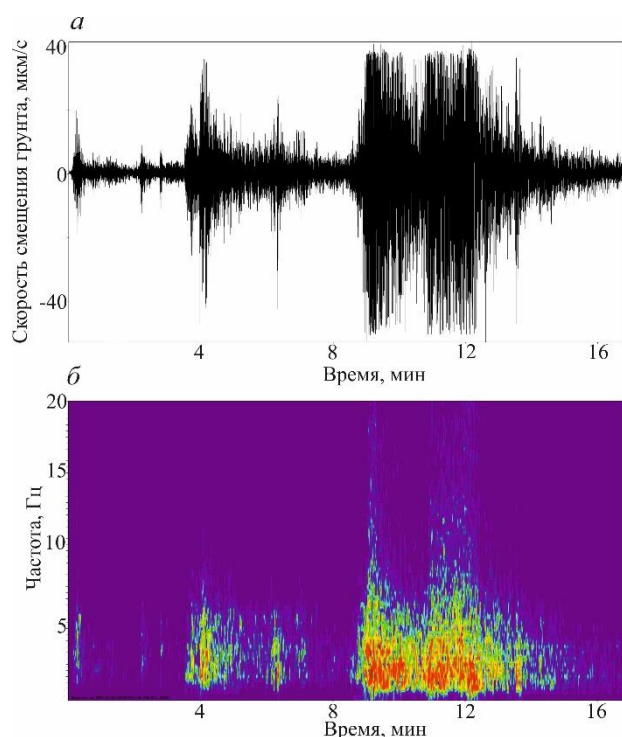


Рисунок 5.3 – Спектрограмма эксплозивного землетрясения (а) и сейсмический сигнал эксплозивного извержения вулкана Кизимен 12.12.2010, зарегистрированного с/ст KZV с началом отсчета времени 19:49:01 (б).

Мощная эксплозия 31 декабря в 17:56 сопровождалась эксплозивным землетрясением (рисунок 5.4а) и акустическим эффектом. Выпадение пепла было отмечено в г. Петропавловск–Камчатский, расположенном в 230 км от вулкана. По спутниковым данным пепловый шлейф от этого события распространился в Ю–З направлении. По оценкам, выполненным на основании анализа записи акустического сигнала, количество пепла составило $4 \cdot 10^6$ м³ [Фирстов, Махмудов, 2011]. На записи акустического сигнала, сопровождающего это извержение, выделялась фаза разрежения, длительностью порядка 80 с (рисунок 5.4б). Длинноволновые возмущения ($f < 0.003$ Гц) вызваны формированием мощной эруптивной колонны, иногда достигающей тропопаузы с выносом в атмосферу большого количества мелкодисперсного вулканического материала и вулканических газов. Глубокая фаза разрежения фиксируется для всех длинноволновых акустических

возмущений с характерной длительностью сигнала до 20 минут. Глубокая фаза разряжения вызвана мощным тепловыделением (как с площади распространения «взрывных отложений», так и от выносимого в атмосферу горячего пепла во время эксплозивной деятельности), а также конденсацией большого количества перегретого ювенильного пара, создающей мощный подсос воздуха [Фирстов, 2007]. Длительность сейсмической записи эксплозии составила 6 минут (рисунок 5.4а). Спектр сигнала максимален на частоте 1–8 Гц с основной частотой $f=1.5–4.5$ Гц (рисунок 5.4в).

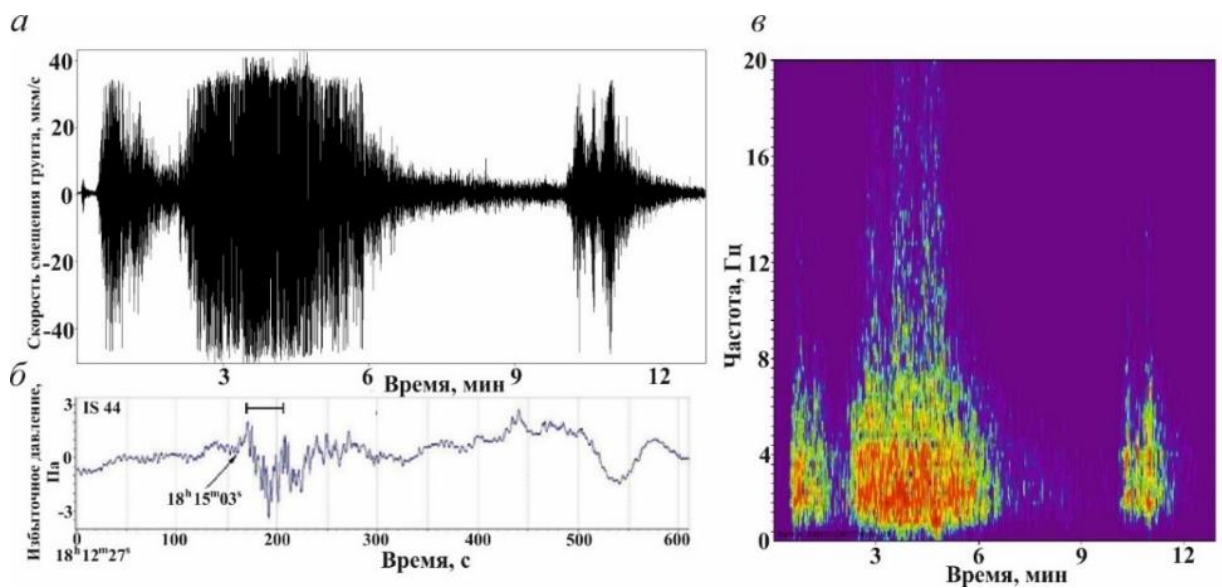


Рисунок 5.4 – Сейсмический сигнал эксплозивного извержения вулкана Кизимен 31.12.2010, зарегистрированного с/ст KZV с началом отсчета времени 17:56:04 (а); запись волновых возмущений на станции IS44 [Фирстов, Махмудов, 2011] (б), отрезок – фаза разрежения; спектрограмма сигнала (в).

Во время двух сильных эксплозий, произошедших 11.01.2013 в 05:48 и 06:01, эруптивное облако поднялось на высоту ~ 5 км. Начало развития первой эксплозии показано на рисунке 5.5а. Длительность сейсмического сигнала составила 5 минут (рисунок 5.5б). По спектрограмме спектр соответствует частоте 1.5–8 Гц с основной частотой $f=1.5–4$ Гц (рисунок 5.5в).

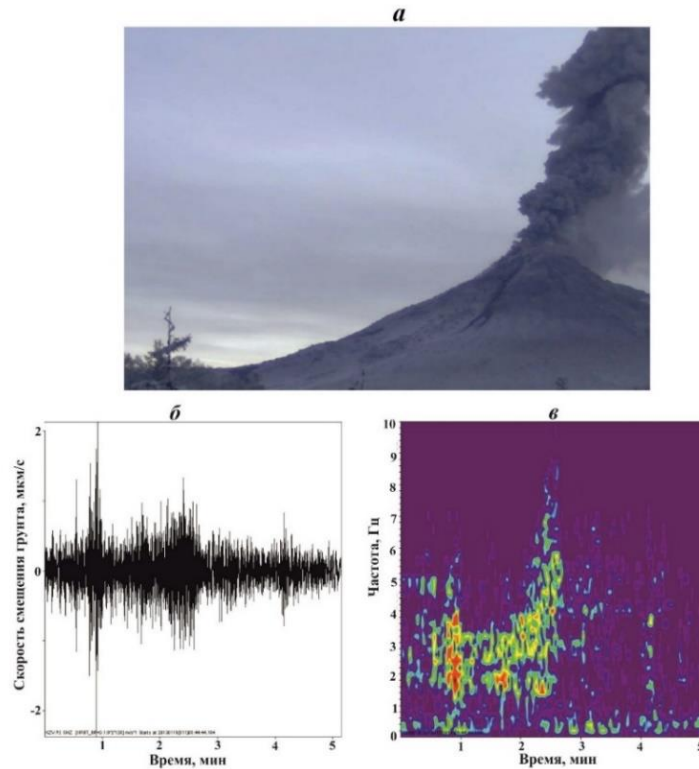


Рисунок 5.5 – Начало развития эксплозии на вулкане Кизимен 11.01.2013 в 05:48 (а); сигнал, сопровождавший эксплозию, начало отсчета 05:44:44 (б), спектрограмма сигнала (в).

5.3 Сейсмические сигналы, сопровождавшие сход пирокластических потоков и обвалов

Пирокластические потоки на вулкане Кизимен, как правило, образовывались при движении вниз по склону вулкана ювенильного высокотемпературного, обладающего автоэксплозивностью материала, возникающего при фрагментации (разрушении) вязкой газонасыщенной, поступающей по магматическому каналу, магмы. Периоды схождения отдельных потоков спорадически наблюдались на протяжении всего периода извержения, образовав у подножия конуса мощный покров отложений (см. рисунок 3.5).

Начиная с 9.12.2010, эксплозивная деятельность сопровождалась схождением по восточному склону вулкана пирокластических потоков. Сильные эксплозии со схождением потоков наблюдались с борта пролетающих мимо коммерческих самолетов и с с/с TUMD [Овсянников, Малик, 2011].

Рассмотрим сейсмический сигнал, сопровождавший эксплозию со схождением пирокластического потока 10.12.2010 в 02:14 UTC, которая была заснята Д. Нельсоном с борта коммерческого самолета (рисунок 5.6а). Этому событию соответствовал сейсмический сигнал, зарегистрированный на с/ст KZV в 2:05:02 (рисунок 5.6б).

Длительность записи составляла 35 с. По спектрограмме выделяется максимум интенсивности на частоте 5.8 Гц (рисунок 5.6в).

Так как видеонаблюдение за вулканом было организовано в марте 2011 г., далее будут рассмотрены периоды образования пирокластических потоков, которые были запечатлены камерой с с/ст TUMD. При хорошей видимости были запечатлены два периода, когда в течение нескольких часов наблюдалось схождение многочисленных потоков.

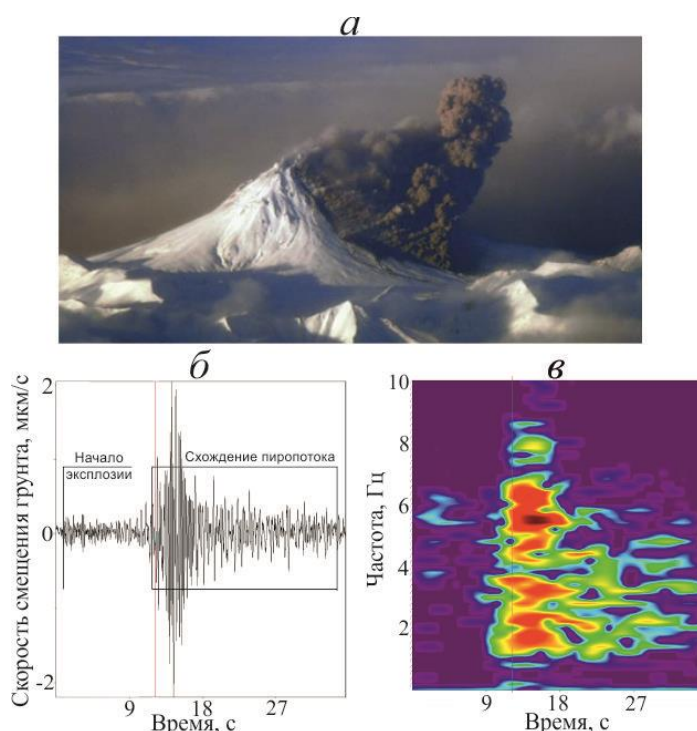


Рисунок 5.6 – Фотография пирокластического потока, сделанная 10.12.2010 в 02:14 UTC (а), соответствующий потоку сейсмический сигнал с началом отсчета времени 02:05:02 (б) и спектрограмма сигнала (в).

Так, 2.05.2011, сейсмический режим «drumbeats» прерывался схождением пирокластических потоков различной интенсивности в течение пяти часов. В работе [Auer et al., 2018] отмечается, что 2 мая образовался самый длинный пирокластический поток,

который прошел 7 км вдоль долины ручья Поперечного до высоты 500 м, сопровождавшейся мощным пепловым облаком, опалившим кусты и деревья на склонах долины. Эта характеристика относится ко всей совокупности потоков.

Как известно, схождение пирокластических потоков сопровождается сейсмическим и акустическим излучением [Фирстов, 1988]. К сожалению, в нашем случае данных по акустическому излучению нет, но сейсмическое излучение дает возможность детально исследовать ход событий. Почти непрерывное извержение пирокластических потоков прервало процесс выжимания вязкой лавы, индикатором которого являлся сейсмический режим «drumbeats», наблюдавшийся до извержения (рисунок 5.7а, б). Динамика развития потока хорошо отслеживается на огибающей сейсмического сигнала с/ст KZV, построенной с постоянной времени четыре секунды (рисунок 5.7в). В течение полутора часов (19:00 – 20:30) наблюдалось непрерывное схождение потоков, сопровождающееся образованием эруптивных облаков высотой ~ 6 км (База данных «Активность вулканов Камчатки»).

Длительность сигналов от потоков 2.05.2011, как правило, была более 50 с (правая панель рисунка 5.7з) с характерными частотами в диапазоне $f=1-4$ Гц (левая панель рисунка 5.7з).

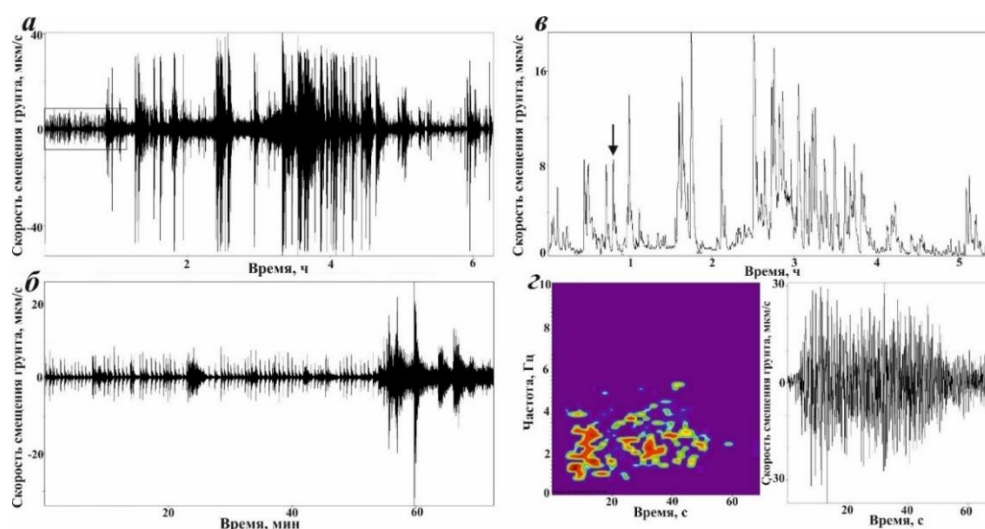


Рисунок 5.7 – Сейсмическая запись, сопровождавшая схождение пирокластического потока 2.05.2011, с началом временного отсчета 15:41:58 (а); фрагмент режима «drumbeats» предшествующий сходу потока, выделенный прямоугольником на рисунке а (б),

огибающая записи на с/ст KZV вертикальной составляющей SHZ сейсмического сигнала с началом отсчета времени 16:41:33 (*в*), спектрограмма сигнала в 17:13:43 (*з*), выделенного стрелкой на рисунке *в*.

Следующий период схождения потоков наблюдался с 13 декабря по конец декабря 2011 г., когда, 13 декабря, в течение 4 часов, было зарегистрировано 16 крупных потоков и пепловый шлейф высотой 10 км (см. рисунок 3.3) [Фирстов, Шакирова, 2012а]. Этот шлейф содержал гораздо меньше SO₂, чем другие шлейфы извержения сопоставимого масштаба [Мельников и др., 2011]. Кадры видеонаблюдения с с/ст TUMD показали, что эти потоки образовались не в результате эксплозивной активности, а вследствие гравитационных обвалов лавового потока [Auer et al., 2018]. Об этом свидетельствуют сейсмические записи с с/ст KZV, на которых отсутствуют четкие вступления Р– и S–волн (рисунок 5.8*б*).

Потоки хорошо выделяются на огибающей сейсмических сигналов на с/ст KZV и TUMD, построенной с постоянной времени четыре секунды (рисунок 5.8*а*). На рисунке 5.8*б* показан пример записи сигнала от потока средней интенсивности (отмеченного стрелкой на рисунке 5.8*а*), а на рисунке 5.8*в* его спектральная плотность мощности (СПМ) на всех трех составляющих. По уровню –10 дБ от максимума (серый цвет на рисунке 5.8*в*), частотная полоса сигнала составляет $f=1–6$ Гц [Фирстов и др., 2014].

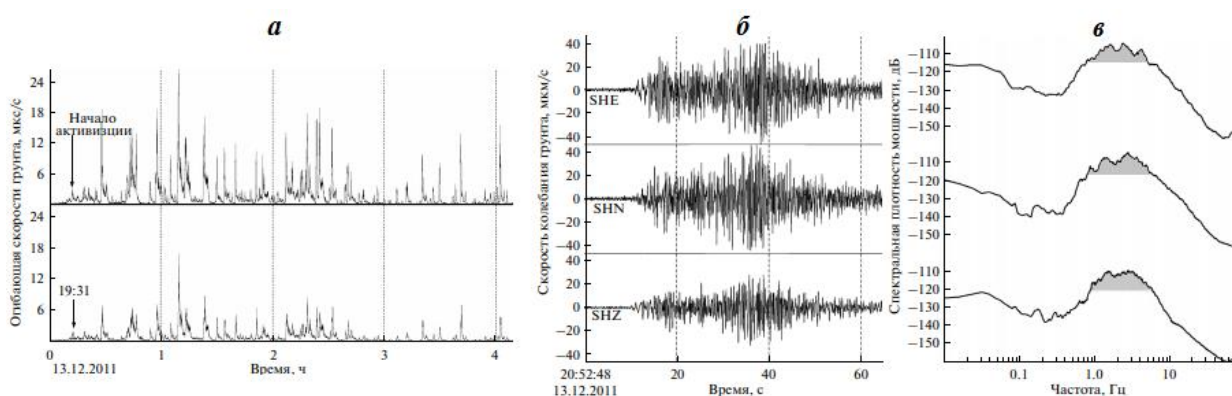


Рисунок 5.8 – Огибающие записей сейсмических эффектов на с/ст KZV и TUMD, сопровождавших сход серии пирокластических потоков 13.12.2011 (*а*); запись сейсмического события (отмеченного стрелкой) на с/ст KZV, сопровождающего извержение потока (*б*), начало отсчетов времени соответствует 20:52:48; его спектральная плотность мощности на трех составляющих (*в*). Серым цветом выделена частотная полоса сигнала по уровню –10 дБ от максимума.

Такое проявление активности напоминает извержение вулкана Безымянный в 1985 г., когда в период 29 июня–1 июля на фоне эксплозивной активности в течение 2.5 суток сошло 16 пирокластических потоков различной мощности [Фирстов, 1988].

В период выжимания вершинной экструзии с 18 по 31.01.2013 регистрировались отдельные пирокластические потоки, сейсмические сигналы некоторых из них представлены на рисунке 5.9 (правые панели). Частотная полоса сигналов потоков 21.01.2013 в 14:09, 25.01.2013 в 02:46 и 27.01.2013 в 15:06, в основном, составляла $f=1-6$ Гц, средняя продолжительность записи 70 с.

В целом, можно сделать заключение, что сигналы от потоков имели длительность записи на ближайшей к вулкану с/ст KZV 40–80 с, с характерными частотами в диапазоне $f=1-6$ Гц.

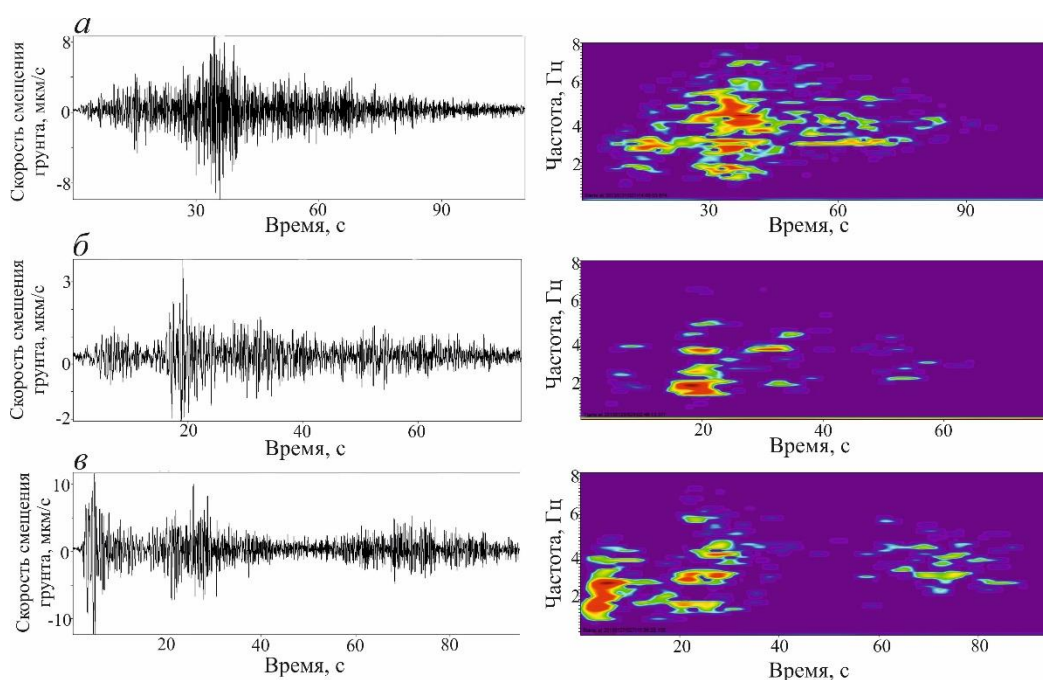


Рисунок 5.9 – Сейсмические сигналы пирокластических потоков (слева), спектрограммы (справа), зарегистрированные 21.01.2013 в 14:09 (а), 25.01.2013 в 02:46 (б) и 27.01.2013 в 15:06 (в).

По всей видимости, потоки, возникавшие в первые месяцы извержения, относились к типу вскипающих [Auer et al., 2018], то есть образованных из-за гравитационного оседания облаков от эксплозивных извержений. Сейсмический сигнал потока данного типа

имел более высокий частотный состав, чем с/с потоков, зарегистрированных после мая 2011 г.

Помимо пирокластических потоков, в ходе затяжных экструзивно – эффузивных извержений наблюдаются автоэксплозивные каменные лавины и обвалы. Установить четкую разницу между ними зачастую довольно трудно, так как эти процессы могут с равным успехом рассматриваться и как мощные каменные, и как слабые автоэксплозивные лавины [Малышев, 2000]. Автором будет применяться термин обвал, характеризующий как обрушение части экструзивного купола, так и блоков лавы с лавового потока.

Рассмотрим сигналы от обвалов, которые образовывались при выжимании экструзивного купола в начале извержения 9.12.2010. Длительность сейсмической записи на с/ст KZV составляла 60–140 с (рисунок 5.10, левые панели) с частотой $f = 1.8–6$ Гц с пиком на частоте $f=3.5$ Гц (рисунок 5.10, правые панели).

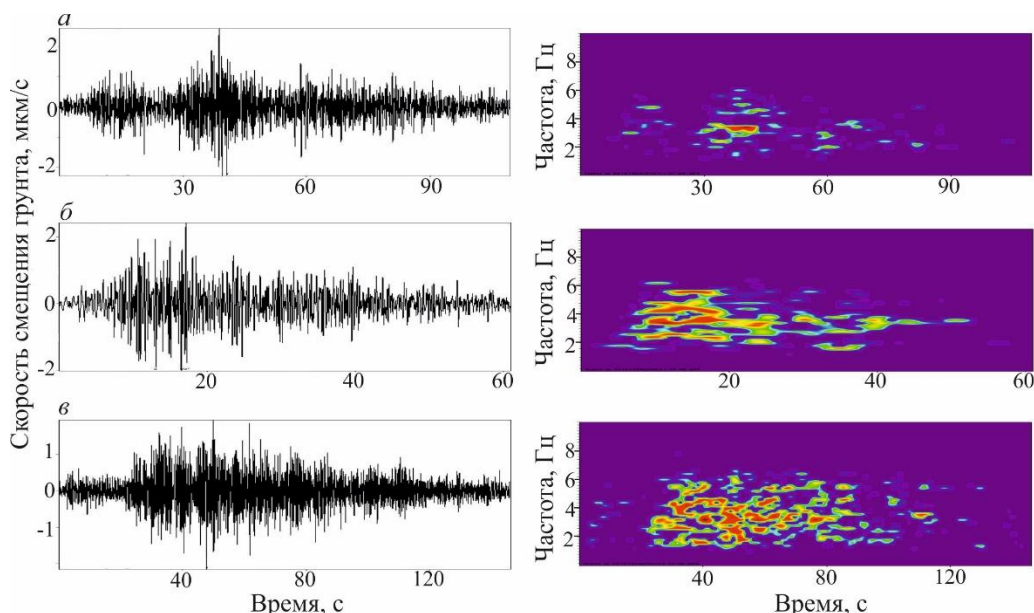


Рисунок 5.10 – Сейсмические сигналы от обвалов (слева) и спектрограммы (справа), зарегистрированные 9.12.2010 в 11:27:25, 11:57:46 и 12:16:46.

Из анализа изображений с видеокамеры, установленной на с/ст TUMD, достоверно удалось установить, что процесс выжимания экструзии в конце извержения (2012–2013 гг.) сопровождался обвалом, когда при достижении значительного объема экструзивного

материала он под силой гравитации обрушался. Обрушения экструзивного купола 1.08.2012 в 02:38 и 2.01.2013 в 00:38 показаны на рисунке 5.11а, б. СПМ соответствующих сейсмических сигналов имеет широкополосный максимум 0.8–4 Гц (выделен серым цветом на рисунке 5.11в) со спектральным максимумом на частоте 1.8 Гц. Длительность сигнала составляет не менее 100 с (рисунок 5.11г) [Фирстов и др., 2014].

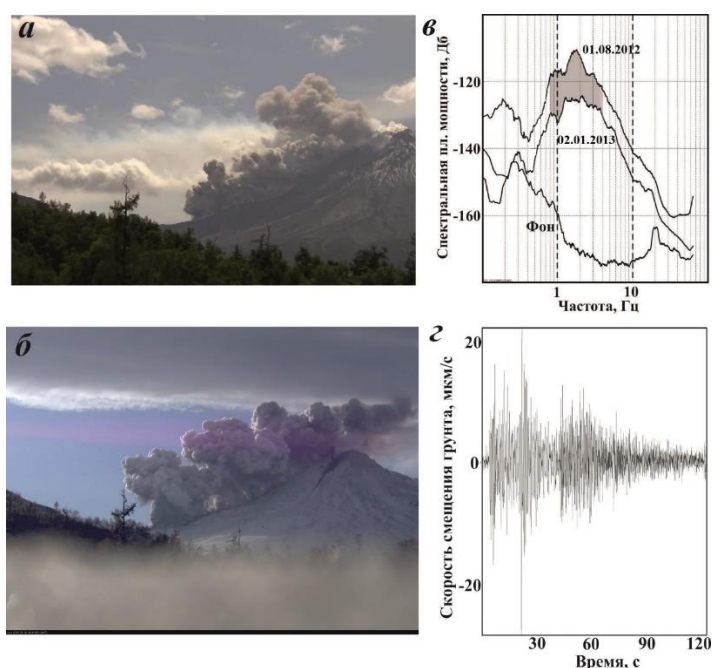


Рисунок 5.11 – Формирование эруптивного облака от обрушения экструзии 01.08.2012 в 02:38 (а) и 02.01.2013 в 00:38 (б), спектральная плотность мощности обрушения 01.08.2012 и 02.01.2013 и фона, широкополосный максимум выделен серым цветом (в); сейсмический сигнал обрушения 02.01.2013, зарегистрированный с/ст KZV, канал SHZ, начало отсчета времени 00:37:13 (г).

Как обвалы, так и пирокластические потоки, с точки зрения генерации сейсмических волн, имеют два источника. Основной источник связан с процессом разрушения материала при движении магмы по выводному каналу и ее фрагментации. При этом движение извергнутого и обвалившегося материала происходит под действием гравитации (первый источник). Гравитационный поток движется по зоне транзита, которой, как правило, являются отрицательные формы рельефа (шарра, абразивный каньон и т.д.), а затем он попадает в зону торможения. За счет набегания гравитационного потока на препятствия в

зоне транзита и за счет трения в зоне торможения генерируются более высокочастотные сейсмические колебания грунта (второй источник).

На основании изучения спектральных особенностей сигналов различных проявлений вулканической активности можно сделать вывод, что взрывные извержения сопровождались сейсмическими сигналами с четкими вступлениями Р-волн с СПМ сигнала 1.5–8 Гц. Извержения пирокластических потоков сопровождались сейсмическими сигналами без четких вступлений волн, длительностью записи до 70 с с СПМ сигнала 1 – 6 Гц с максимумом на $f=1.8$ Гц. Обвалы экструзивного купола сопровождались более длительной записью сейсмического сигнала до 140 с, с преобладающей частотой $f=3.5$ Гц в начале извержения и 0.8 – 4 Гц с максимумом на частоте 1.8 Гц в конце.

5.4 Сейсмический режим «drumbeats» – индикатор динамики экструзивной и эффузивной фаз извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг.

При извержениях дацитовых и андезитовых вулканов с очень вязкой магмой, в некоторых случаях выжимание вершинной экструзии сопровождалось сейсмическим режимом «drumbeats». Для такого режима характерно возникновение мультиплетов квазипериодических землетрясений с почти постоянной энергией с небольшой магнитудой ($M < 3$) и длительностью от нескольких минут до нескольких часов, за что он получил название «drumbeats» (барабанный бой) [Moran et al., 2008]. Под мультиплетами понимается группа вулканических землетрясений, характеризующаяся схожим признаком, в данном случае однообразными волновыми формами. Режим «drumbeats», наблюдаемый при извержении вулкана Кизимен, был весьма необычен, так как наряду с землетрясениями, которые возникали при выжимании вершинной экструзии, движение мощного вязкого лавового потока, продолжавшееся почти 1.5 года, также сопровождалось режимом

«drumbeats». Насколько известно, в литературных источниках подобный механизм возникновения режима «drumbeats» не описан.

5.4.1 Характеристики землетрясений режима «drumbeats»

Впервые режим «drumbeats» на Кизимене был зарегистрирован 9.12.2010 за несколько часов непосредственно перед серией эксплозий, и сопровождал выжимание блоков вязкой лавы в привершинной части вулкана. Начиная с января 2011 г., режим «drumbeats» начал регистрироваться эпизодически, при этом основное количество землетрясений (более 500000) было зарегистрировано в марте 2011 – июне 2012 гг. во время формирования лавового потока [Фирстов, Шакирова, 2012б, 2014; Шакирова, 2011].

Иногда режим «drumbeats» прерывался эксплозиями, пирокластическими потоками и обрушениями экструзивного купола. Как правило, после этого режим «drumbeats» не регистрировался на протяжении некоторого промежутка времени, затем возникал с более низкой временной частотой возникновения землетрясений.

На рисунке 5.12 (верхние панели) приведены часовые фрагменты записей режима «drumbeats» на с/ст KZV в различные периоды времени, а на нижних панелях показана их детальная структура, которая отражает разнообразие мультиплетов по кинематическим и динамическим параметрам, возникающих при различных проявлениях вулканической активности. В различные периоды времени, максимальная амплитуда землетрясений была заключена в диапазоне $A_{\max} = 1-10$ мкм/с за исключением сентября 2011 г., когда регистрировались землетрясения с $A_{\max} \approx 40$ мкм/с.

В марте 2011 г., когда на склоне вулкана только появился лавовый поток, начали регистрироваться частые слабые землетрясения. Так, 20 марта период их следования составлял $T_D \approx 14$ с (частота землетрясений $f_D = 4.28$ мин⁻¹) со средней амплитудой $A_{\max} \sim 2.8$ мкм/с. В июле регистрировались одновременно два мультиплета: 1 – слабые землетрясения с нестабильной $A_{\max} < 2$ мкм/с и $T_D \approx 60$ с ($f_D \approx 1$ мин⁻¹); 2 – более сильные

землетрясения с $A_{\max} \approx 5$ мкм/с и $T_D \approx 110$ с ($f_D \approx 0.54$ мин⁻¹) (рисунок 5.12б). Далее будет показано, что, по волновой форме, эти землетрясения относятся к одному мультиплету.

В начале сентября 2011 г., когда почти сформировался правый «язык» лавового потока (рисунок 3.2д), также работали два источника генерации режима «drumbeats». Более мощный источник генерировал землетрясения с $A_{\max} \approx 30$ мкм/с и $T_D \approx 161$ с ($f_D \approx 0.37$ мин⁻¹) (рисунок 5.12в). Одновременно работал другой источник, который генерировал события со значением A_{\max} почти вдвое меньше и с нестабильным $T_D \approx 17 - 40$ с ($f_D \approx 3.52 - 1.5$ мин⁻¹).

В конце сентября наблюдалась работа только второго стабильного источника с $T_D \approx 46$ с ($f_D \approx 1.3$ мин⁻¹), но с меньшей $A_{\max} \approx 10$ мкм/с (рисунок 5.12г). В октябре землетрясения генерировались тем же источником, что и в конце сентября, но их частота снизилась до $T_D \approx 130$ с ($f_D \approx 0.46$ мин⁻¹), их энергия также уменьшилась (рисунок 5.12д). По фотоматериалам к ноябрю основной (правый) «язык» лавового потока снизил свою активность. Поэтому все землетрясения, выделенные в мультиплеты в период март–ноябрь 2011 г., связываются с формированием основного лавового «языка», и выделены в режим «drumbeats I».

В середине ноября 2011 г., после начала ответвления второго (левого) менее вязкого лавового «языка», амплитуда землетрясений режима «drumbeats» снизилась и равнялась $A_{\max} = 1.6$ мкм/с при $T_D \approx 87$ с ($f_D \approx 0.69$ мин⁻¹) (рисунок 5.12е). После небольшого перерыва в выжимании потока в декабре 2011 г. он продолжил свое движение, и в январе 2012 г. землетрясения имели $A_{\max} = 1.5 - 2$ мкм/с с $T_D \sim 360$ с ($f_D \approx 0.17$ мин⁻¹). В феврале значение A_{\max} возросло вдвое, а период уменьшился до $T_D \approx 162$ с ($f_D \approx 0.37$ мин⁻¹) (рисунок 5.12ж). Начиная со второй половины марта до конца мая количество зарегистрированных землетрясений плавно снижалось от 150 до нескольких землетрясений в сутки, их A_{\max} оставалась на уровне 3–5 мкм/с. В июне лавовый поток прекратил выжиматься. Мультиплеты, возникающие в результате движения второго лавового «языка», выделены в режим «drumbeats II».

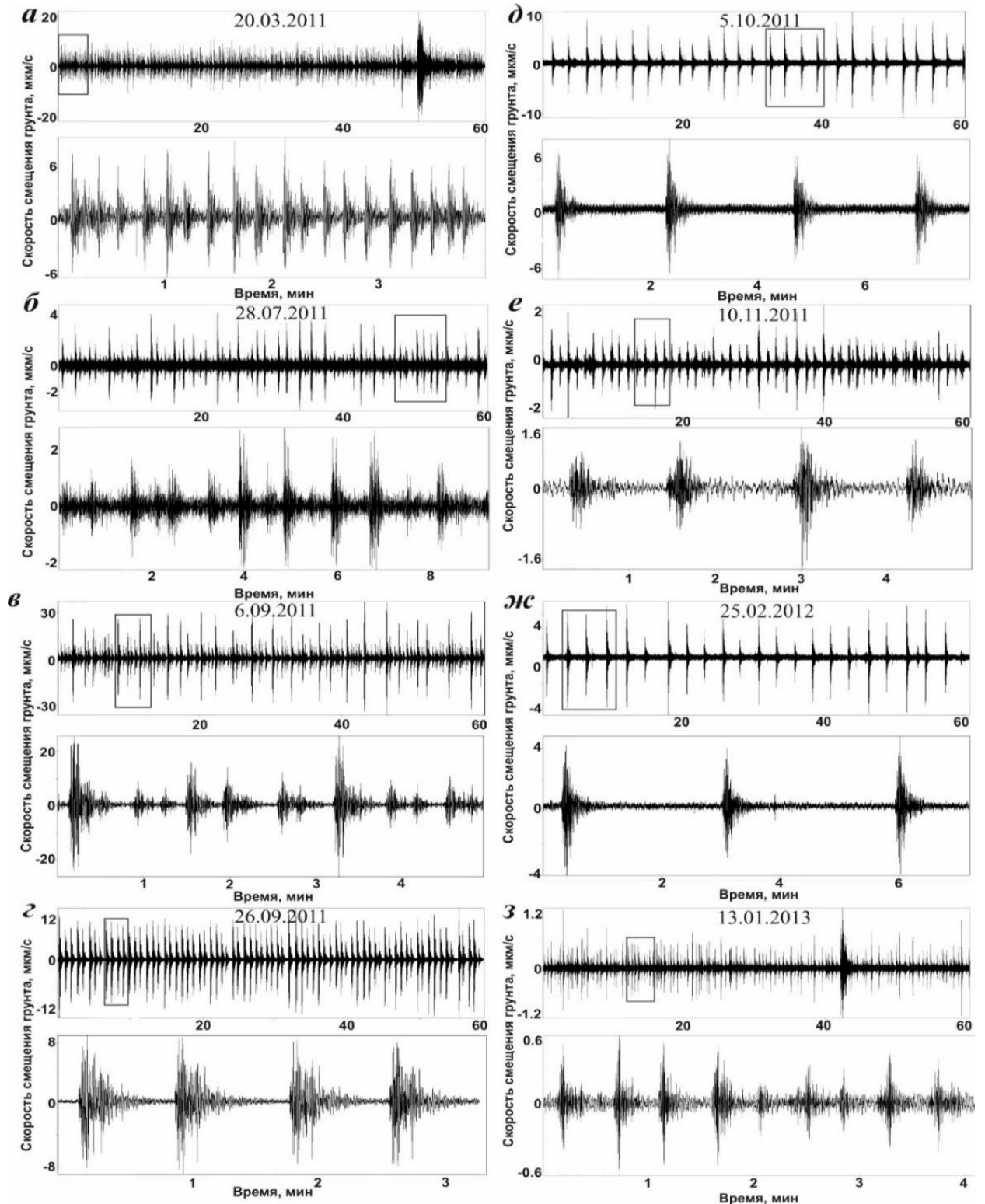


Рисунок 5.12 – На верхних панелях примеры часовых фрагментов записи мультиплетов землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированных на вертикальной составляющей SHZ с/ст KZV в различные периоды извержения: *а* – 20.03.2011, начало отсчета времени 21:28:32; *б* – 28.07.2011, начало отсчета времени 10:28:51; *в* – 6.09.2011, начало отсчета времени 09:31:08; *г* – 26.09.2011, начало отсчета времени 16:33:34, *д* – 5.10.2011, начало отсчета времени 14:51:46; *е* – 10.11.2011 г., начало отсчета времени 16:21:28, *ж* – 25.02.2012 г., начало отсчета времени 14:12:33, *з* – 13.01.2012, начало отсчета времени 13:07:22. На нижних панелях показаны развернутые участки верхних панелей, выделенные прямоугольником.

На завершающей стадии извержения начала формироваться привершинная экструзия. Режим «drumbeats» регистрировался в конце 2012 – начале 2013 гг., для него была характерна $A_{\max} < 2$ мкм/с. Средний период генерации T_D варьировался от 300–400 с до 35 с ($f_D = 0.17\text{--}1.71$ мин⁻¹). Сейсмический режим, сопровождавший выжимание экструзии отнесен к «drumbeats III» (рисунок 5.12з). Отмечено, что сейсмический режим «drumbeats», связанный с выжиманием экструзии, был впервые зарегистрирован 9.12.2010 и впоследствии классифицирован как режим «drumbeats III».

С целью подтверждения генерации сейсмического режима «drumbeats» движением лавового потока и выжиманием привершинной экструзии, рассматривалась разность вступлений продольных Р-волн на с/ст TUMD и KZV ($t_{PTUMD} - t_{PKZV}$) и разница времен вступлений поперечных и продольных волн (t_{S-P}) землетрясений режима «drumbeats», имеющих четкие вступления S и Р-волн (рисунок 5.13).

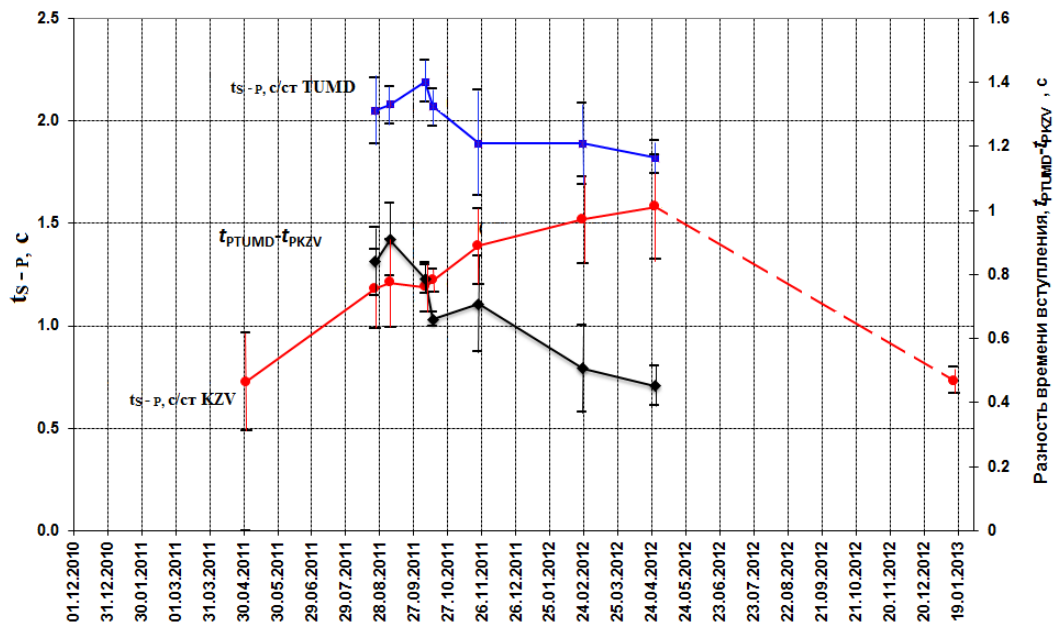


Рисунок 5.13 – Изменение разностей времен вступлений волн t_{S-P} для с/ст TUMD (синий цвет), для с/ст KZV (красный цвет), разностей времен вступлений $t_{P\ TUMD} - t_{P\ KZV}$ (черный цвет) за период 1.05.2011 – 19.01.2013 г.

Увеличение t_{S-P} на с/ст KZV в 2011–2012 гг. с 0.7 до 1.6 с (красная линия) при среднеквадратичной ошибке $\sigma = 0.2$ с последующим возвращением к значению 0.7 с,

свидетельствует о миграции источника землетрясений режима «drumbeats» с удалением от с/ст KZV и возвращением в январе 2013 г. Уменьшение $t_{PTUMD}-t_{PKZV}$ с июля 2011 г. по апрель 2012 г. (черная линия) с 1.4 до 0.7 с при $\sigma = 0.1$, и одновременное уменьшение t_{S-P} на с/ст TUMD (синяя линия) свидетельствуют о том, что эпицентры землетрясений в процессе извержения закономерно удалялись от с/ст KZV и приближались к с/ст TUMD.

Исходя из ориентации с/ст TUMD и KZV, продвижение границы лавового потока происходило с удалением от KZV и приближением к TUMD. Действительно, наблюдались закономерные статистически значимые изменения вступлений сейсмических волн на этих с/ст, что указывает на то, что режимы «drumbeats I и II» могли генерироваться фронтом вязкого лавового потока при его движении по склону вулкана. Наименьшие $t_{S-P} = 0.7$ с на с/ст KZV, отмеченные в начале и конце извержения, свидетельствуют о связи режима «drumbeats III» с выжиманием в эти периоды вершинной экструзии.

5.4.2 Мультиплеты землетрясений режима «drumbeats»

Разделение землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированных в декабре 2010 – феврале 2013 гг., на отдельные мультиплеты, проводилось с использованием кросс-корреляционного анализа с помощью программы DrumCorr [Zavodevkin et al., 2021]. Входными данными являлись суточные сейсмические записи с/ст KZV на вертикальном канале SHZ. Порог коэффициента корреляции записей событий с шаблоном (рисунок 5.14а) устанавливался равным $r=0.5$. Программа работала с суточными файлами, а так как длительность мультиплетов за исключением первого составляла несколько суток, то каждый мультиплет был представлен набором суточных файлов–отчетов. Файл–отчет содержал следующие данные: количество землетрясений в сутках (N) с соответствующим временем каждого землетрясения и соответствующим ему коэффициентом корреляции r_{corr} относительно выбранного шаблона (рисунок 5.14в). Для суточного файл–отчета

вычислялся период между землетрясениями T_D и на его основе среднесуточная частота \bar{f}_D , а также среднесуточные значения \bar{A} и \bar{r}_{corr} (таблица 5.1).

С использованием корреляционного детектора, было выделено 19 мультиплетов, которые содержали 313217 землетрясений.

Анализ волновых форм землетрясений проводился путем сравнения шаблонов землетрясений, выбранных для кросс–корреляционного анализа. Критерии выбора шаблона описаны в главе 2.2. В некоторые периоды одновременно регистрировались землетрясения от нескольких источников, иногда от двух и, как правило, доминировал только один.

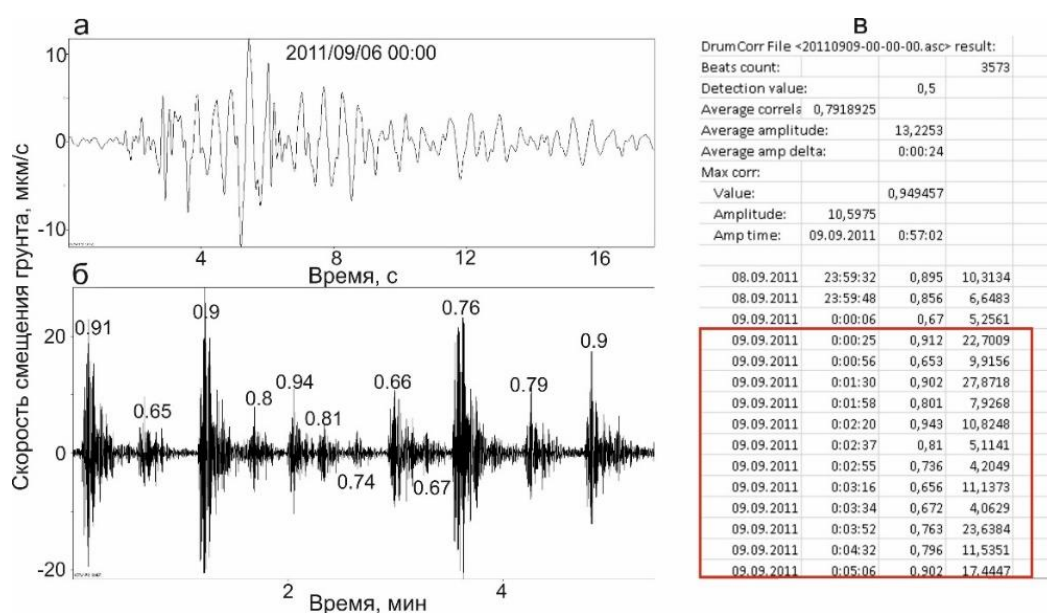


Рисунок 5.14 – Шаблон землетрясения мультиплета № 10 (а), фрагмент сейсмограммы с/ст KZV, канал SHZ, начало отсчета времени сейсмической записи 00:00:23 (б), фрагмент файл–отчета за 9.09.2011 г. (в). Первый столбец содержит дату землетрясения, второй – время землетрясения, третий – коэффициент корреляции, четвертый – амплитуду землетрясения, мкм/с.

Первые три мультиплета по времени совпадают с выжиманием первых порций вязкой магмы. Мультиплет №1 регистрировался 9 декабря перед сильной эксплозией, подобный феномен был отражен в зарубежных исследованиях [Costa et al., 2012; Vuurman et al., 2013]. Мультиплет №3 (13–16 февраля) мог сопровождать как выжимание вершинной экструзии, так и формирование первого лавового потока, который в марте был замечен на

склоне вулкана [Овсянников, Малик, 2011]. На это указывают высокие коэффициенты корреляции землетрясений в мультиплете.

Были выделены два периода, когда отмечалась трансформация волновой формы землетрясений, это 11.05–14.06.2011 (мультиплеты №7 и №8) и 25.07–14.10.2011 (№9 и №10). Если в середине мультиплета №7 регистрировалось более $N = 6000$ землетрясений/сутки, то к концу мультиплета в него попадало всего $N=43$ при снижающемся \bar{r}_{corr} с 0.73 до 0.62, при этом происходило увеличение среднесуточной амплитуды землетрясений с $\bar{A} = 2$ до 9.5 мкм/с.

Таблица 5.1 – Параметры мультиплетов землетрясений режима «drumbeats», выделенные кросс-корреляционным детектором DrumCorr.

№	Тип	Период	N	r_{corr}	$\bar{f}_D, \text{мин}^{-1}$	$\bar{A}, \text{мкм/с}$
1	III	9.12.2010	1273	0.53–0.62	0.88	0.97
2		20.01.–30.01.2011	14547	0.54–0.62	0.02–1.62	1.36–2.94
3		13–16.02.2011	7991	0.54–0.80	0.16–3.33	1.23–3.34
4	I	27.02–07.03.2011	939	0.52–0.57	0.005–0.38	2.90–7.66
5		11.03–22.03.2011	22626	0.51–0.7	0.01–3.75	2.71–6.93
6		22.04–02.05.2011	16917	0.53–0.73	0.20–2.60	0.92–4.96
7		11.05–24.05.2011	25475	0.62–0.73	0.04–4.20	1.83–9.78
8		18.05–14.06.2011	36383	0.52–0.76	0.008–3.16	2.05–16.39
9		25.07–04.08.2011	5683	0.63–0.76	0.12–0.72	1.50–2.56
10		31.07–14.10.2011	125259	0.56–0.81	0.009–2.85	1.02–13.39
11	II	10.10–23.10.2011	11074	0.55–0.72	0.08–1.50	0.68–2.46
12		13.10–23.10.2011	879	0.52–0.56	0.09–0.14	1.08–1.85
13		10.10–21.10.2011	3302	0.52–0.56	0.008–0.35	0.85–3.55
14		10.10–23.10.2011	5378	0.55–0.58	0.006–0.90	0.73–2.06
15		06.11–22.11.2011	4468	0.56–0.61	0.09–0.39	0.91–2.47
16		06.11–18.11.2011	728	0.52–0.74	0.09–0.10	1.09–3.08
17		06.11–18.11.2011	1111	0.52–0.54	0.007–0.14	0.92–2.49
18		05.01–31.05.2012	25481	0.54–0.70	0.004–0.4	1.50–5.66
19		III	04.01–04.02.2013	3703	0.52–0.61	0.008–0.25
Итого: 313217				0.51–0.81	0.004–4.20	0.68–16.35

Примечание: N – число землетрясений в мультиплете; \bar{r}_{corr} – вариации среднесуточного коэффициента корреляции в мультиплете; \bar{f}_D – диапазон среднесуточной частоты землетрясений в мультиплете; \bar{A} – диапазон среднесуточной амплитуды в мультиплете.

С 19.05 на фоне этих землетрясений было зарегистрировано 184 землетрясения с другой волновой формой (мультиплет №8), число которых возрастало и 24.05 их уже было зарегистрировано 3105. Для землетрясений этих двух мультиплетов средние амплитуды

были достаточно близкие, так $19.05 \bar{A}_1=5.5$ и $\bar{A}_2=6.5$ мкм/с. В следующие два дня было зарегистрировано максимальное количество землетрясений: 25 мая $N_1=4352$; 26 мая $N_2=4329$. В последующие дни началось постепенное уменьшение частоты их появления.

Значение среднеквадратического отклонения для выборочного коэффициента корреляции с количеством степеней свободы ~ 100 оценивалось по формуле [Кобзарь, 2006] и представлено в таблице 5.2:

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{1-r^2}{n-1}} \quad (4.6)$$

где r – значение выборочного коэффициента корреляции, n – количество степеней свободы.

Таблица 5.2 – Значения выборочного коэффициента корреляции r и среднеквадратического отклонения σ .

r	n	σ
0.5	100	0.09
0.6	100	0.08
0.7	100	0.07
0.8	100	0.06

Примечание: r – выборочный коэффициент корреляции; n – количество степеней свободы; σ – среднеквадратическое отклонение.

В мультиплете №9 максимальное число коррелированных землетрясений наблюдалось 25 июля $N=1035$ с $\bar{r}_{\text{corr}} = 0.76$ и $\bar{A}=2.6$ мкм/с. Затем их количество стало снижаться и с 31 июля на их фоне регистрировались землетрясения с иной волновой формой. В мультиплет №10 31 июля было помещено 602 землетрясения с $\bar{T}_D=143$ с ($\bar{f}_D = 0.41 \text{ мин}^{-1}$). 31 июля \bar{A} землетрясений в мультиплетах №9 и №10 была близкой и равнялась $\bar{A}_1=2.2$ и $\bar{A}_2=2.3$ мкм/с. Учитывая близкую форму спектров мультиплетов №9 и №10 можно предположить, что волновая форма трансформировалась из-за изменения условий на границе лавовый поток–подстилающая поверхность, а размеры блоков, генерирующих эти землетрясения, были примерно равными, на что указывают близкие амплитуды землетрясений.

Максимальная корреляция записей землетрясений с шаблоном в каждом мультиплете наблюдалась в ближайшей временной окрестности относительно времени выборки шаблона. Как правило, в начале и конце мультиплета корреляция землетрясений снижалась (рисунок 5.15). Максимальный $\bar{r}_{\text{сог}}$ наблюдался в мультиплете №10 и составил $\bar{r}_{\text{сог}}=0.81$, что совпадало по времени с движением основного «языка» лавового потока большой мощности. Самая низкая корреляция наблюдалась в мультиплетах №№ 12–15, 17 с $\bar{r}_{\text{сог}}<0.62$, когда формировался второй «язык» лавового потока. В целом, в остальных мультиплетах, $r_{\text{сог}}\sim 0.7$.



Рисунок 5.15 – Среднесуточное значение коэффициента корреляции $\bar{r}_{\text{сог}}$ в мультиплете №10. Стрелкой указана дата, содержащая шаблон землетрясения для этого мультиплета.

Максимальная среднесуточная частота \bar{f}_D землетрясений регистрировалась в мультиплетах №3 и №5 (в феврале и марте 2011 г.) (рисунок 5.16a), совпадающих по времени предположительно с выжиманием экструзии и началом выжимания лавового потока небольшой мощности (~70 м),двигающегося по крутому склону вулкана (~30°) вблизи его вершины.

По мере удаления от вершины происходило увеличение мощности фронта потока и уменьшение \bar{f}_D . Максимальная \bar{A} была зарегистрирована в мультиплетах №8 и №10

(рисунок 5.16б), когда лавовый поток спустился к подножию вулкана. При этом землетрясения наблюдались достаточно редко с $f_D \leq 3.16 \text{ мин}^{-1}$ (рисунок 5.16а).

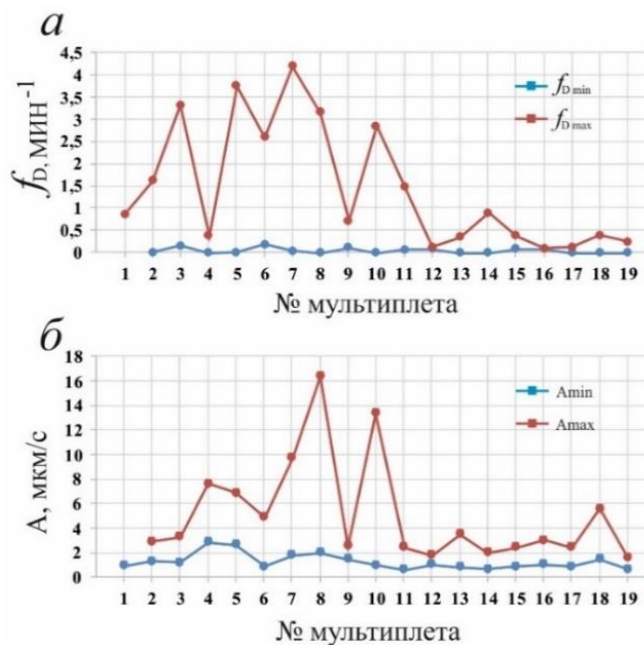


Рисунок 5.16 – Максимальное и минимальное значение среднесуточных параметров: частоты \bar{f}_D (а) и амплитуды \bar{A} (б) и в мультиплетах.

Из 19 мультиплетов выделяются два самых продолжительных – это №10 (76 суток) и № 18 (146 суток). Мультиплет №10, регистрировавшийся на последней стадии движения основного «языка» лавового потока, содержал 125259 землетрясений, при этом \bar{A} и \bar{f}_D были максимальными в средней части мультиплета (рисунок 5.17). Высокая степень корреляции для 4048 и 3471 землетрясений наблюдалась соответственно 6.10 и 10.09.2011 г. с $\bar{r}_{\text{corr}} = 0.81$, когда 10.09 в 9:12:16 произошло сильнейшее землетрясение из всех событий, попавших в мультиплеты, с $A=40.03 \text{ мкм/с}$ и $r_{\text{corr}} = 0.91$.

Сходство волновых форм землетрясений также было определено по записям с/ст TUMD (8 км от вершины вулкана), вертикальный канал ВНЗ, за период, аналогичный мультиплету №10. Время шаблона землетрясения на записи с/ст TUMD 6.09.2011 соответствует времени шаблона на записи с/ст KZV. Выборочный коэффициент корреляции принят равным $r = 0.5$, так как с/ст TUMD расположена на большем удалении

от вершины вулкана и сейсмическая запись землетрясений искажена значительно, чем на с/ст KZV.

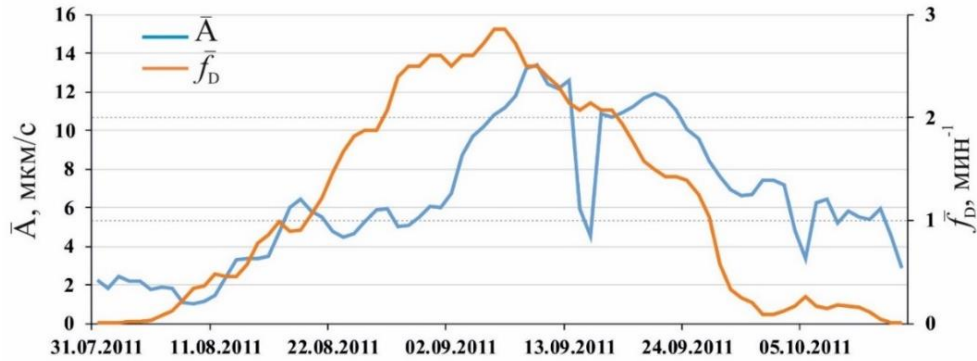


Рисунок 5.17 – Среднесуточная амплитуда \bar{A} и среднесуточная частота \bar{f}_D землетрясений мультиплета №10 в период 31.07–14.10.2011.

Сравнительные характеристики мультиплета №10, выделенного по записям с/ст KZV и TUMD, приведены в таблице 5.3. Число землетрясений в выделенном по записям с/ст TUMD мультиплете №10 меньше и его продолжительность короче, чем по записям с/ст KZV. Максимальный и минимальный среднесуточные коэффициенты корреляции составили $\bar{r}_{\text{corr}} = 0.77$ и $\bar{r}_{\text{corr}} = 0.52$ (рисунок 5.18б). \bar{A} и \bar{f}_D также были максимальными в средней части мультиплета (рисунок 5.18а). Полученные высокие коэффициенты корреляции на с/ст TUMD подтверждают высокие \bar{r}_{corr} , полученные при анализе записей с/ст KZV. Это означает, что высокое сходство сигналов указывает на стабильный механизм источника, а не на эффекты, связанные с сайт-эффектом (с локальными откликами на сейсмическое воздействие в пределах сейсмической станции).

Таблица 5.3 – Сравнительные характеристики мультиплета №10, выделенного по записям с/ст KZV и TUMD.

	KZV, SHZ	TUMD, BHZ
Период	31.07–14.10.2011	15.08–02.10.2011
N, шт	125259	75028
\bar{r}_{corr}	0.56–0.81	0.52–0.77
SNR	≥ 3	≥ 3

Примечание: N – число землетрясений в мультиплете; \bar{r}_{corr} – среднесуточный коэффициент корреляции, SNR – отношение сигнал/шум.

Мультиплет №18, состоящий из 25481 землетрясений, сопровождал движение второго «языка» лавового потока в конце эффузивного периода извержения. Высокая степень корреляции для 506 землетрясений (что составляет 81% всех землетрясений за сутки) наблюдалась 23.02.2012 и для 493 землетрясений (86%) 24.02.2012, $\bar{r}_{\text{corr}} = 0.7$. Особенностью данного мультиплета (рисунок 5.19) является плавное снижение \bar{f}_D начиная с середины февраля 2012 г. (при этом значение \bar{A} сильно не отклонялось от 4 мкм/с), что косвенно указывало на медленное уменьшение скорости движения фронта лавового потока.

Сейсмограммы горизонтальной компоненты SHE с/ст KZV демонстрируют аналогичную картину по группированию землетрясений в мультиплеты, но более низкое отношение сигнал/шум приводит к более низким коэффициентам корреляции, в отличие от сейсмограмм вертикальной компоненты SHZ.

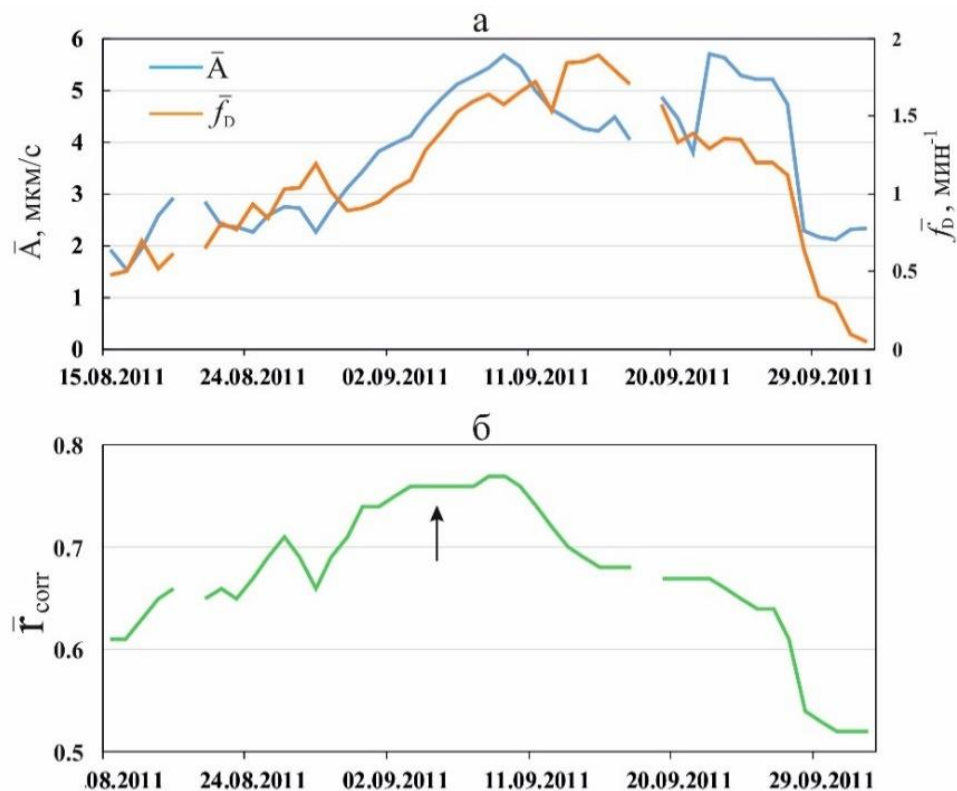


Рисунок 5.18 – Среднесуточная амплитуда \bar{A} и среднесуточная частота \bar{f}_D землетрясений мультиплета №10 по записям с/ст TUMD в период 15.08–02.10.2011 (а), среднесуточное значение коэффициента корреляции \bar{r}_{corr} в мультиплете №10. Стрелкой указана дата, содержащая шаблон землетрясения для этого мультиплета.

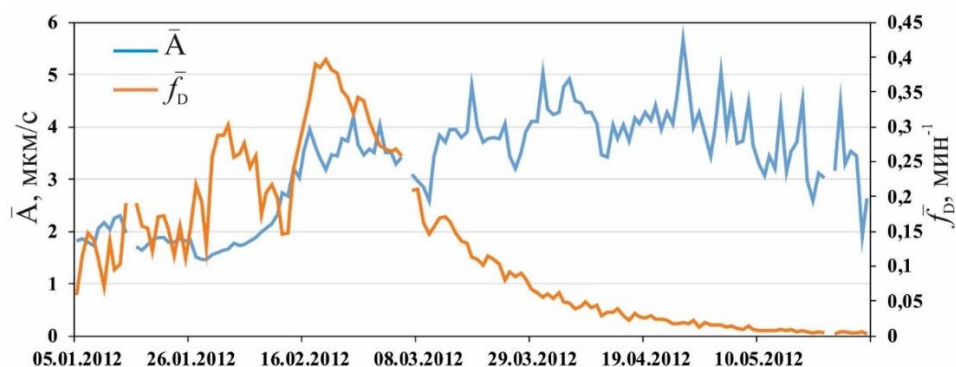


Рисунок 5.19 – Среднесуточная амплитуда \bar{A} и среднесуточная частота \bar{f}_D землетрясений мультиплета №18 в период 5.01–30.05.2012.

Рассмотрим динамику изменения волновых форм землетрясений режимов «drumbeats» в 2010–2013 гг. (рисунок 5.20) и их спектральных особенностей (рисунок 5.21).

Спектральные особенности шаблонов землетрясений мультиплетов режима «drumbeats» представлены в таблице 5.4.

Таблица 5.4 – Характеристики шаблонов землетрясений мультиплетов №№ 1–19.

№ мультиплета	Тип	Даты	Частота, Гц	Тип землетрясений	Длительность записи на KZV, с
1	III	09.12.2010	3.6–3.8	ДЗ	7
2	III	20.01.–30.01.2011	3.6–3.8	ДЗ	7
3	III	13–16.02.2011	3.6–3.8	ДЗ	7
4	I	27.02–07.03.2011	1.4–1.6; 3.6	ДЗ	7
5	I	11.03–22.03.2011	2; 4.2	ДЗ	7
6	I	22.04–02.05.2011	3.6	ДЗ	7
7	I	11.05–24.05.2011	1.5; 3.6	ДЗ	7
8	I	18.05–14.06.2011	2; 4	ДЗ	16
9	I	25.07–04.08.2011	2.2; 2.4; 5.3; 7.1	ДЗ	12
10	I	31.07–14.10.2011	1.8; 4; 6.2	ГЗ	10
11	II	10.10–23.10.2011	2.1; 4.1; 5	ДЗ	7
12	II	13.10–23.10.2011	1.7; 2.6; 5	ДЗ	8
13	II	10.10–21.10.2011	1.7; 2.6; 5	ДЗ	9
14	II	10.10–23.10.2011	2.6; 5	ДЗ	7
15	II	06.11–22.11.2011	0.8; 2.2; 3.5; 4.6; 5.6	ДЗ	12
16	II	06.11–18.11.2011	0.9; 1.8; 2.8; 3.6; 4.5	ДЗ	12
17	II	06.11–18.11.2011	0.8; 1.9; 3.6; 4.6	ДЗ	12
18	II	05.01–31.05.2012	1.7; 5.9; 6.2	ГЗ	16
19	III	04.01–04.02.2013	3.6–3.8	ДЗ	7

Примечание: ДЗ – длиннопериодные землетрясения; ГЗ – гибридные землетрясения.

Для определения спектров использовалась спектральная плотность мощности – функция, описывающая распределение мощности сигнала в зависимости от частоты, которая вычислялась в программе DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010]. Для анализа СПМ была рассмотрена вулканическая активность, наблюдавшаяся в период выделения мультиплета.

Землетрясения мультиплетов режима «drumbeats **III**», сопровождавших выжимание лавовых блоков в привершинной части вулкана на начальном этапе (мультиплеты №№ 1–3) и выжимание экструзии на заключительном этапе извержения (№19) состояли из длиннопериодных землетрясений (рисунок 5.20) с длительностью записи на с/ст KZV ~7 с. Максимум СПМ для этих землетрясений наблюдался на $f = 3.6–3.8$ Гц (рисунок 5.21).

По волновым формам землетрясения режима «drumbeats **I**» (рисунок 5.20) можно отнести к длиннопериодным и гибридным. Когда лавовый поток впервые был замечен на склоне вулкана, с конца февраля по июнь 2011 г. регистрировались длиннопериодные землетрясения с СПМ на частоте $f \leq 4.2$ Гц. Начиная с конца июля землетрясения характеризовались более высоким спектральным составом (мультиплеты №9 и 10), по СПМ землетрясений выделялись несколько пиков с $f_{\max} = 7.1$ Гц. В это время лавовый поток спустился к подножию вулкана и во фронтальной части достиг мощности 150–200 м.

Землетрясения режима «drumbeats **II**» (№№11–17), относящиеся к длиннопериодным (рисунок 5.20), и сопровождавшие формирование второго (левого) «языка» лавового потока, характеризовались СПМ от 0.8 до 5 Гц (рисунок 5.21). Землетрясения режима «drumbeats **II**» (№ 18) по волновой форме относятся к гибридным с четкими вступлениями Р и S–волн, при этом пик СПМ Р–волн был на частоте $f=4.0–6.2$ Гц, а пик СПМ S–волн на $f = 1.7–1.8$ Гц. В этот период продвигался левый «язык» лавового потока, достигнув во фронтальной части мощности 232 м.

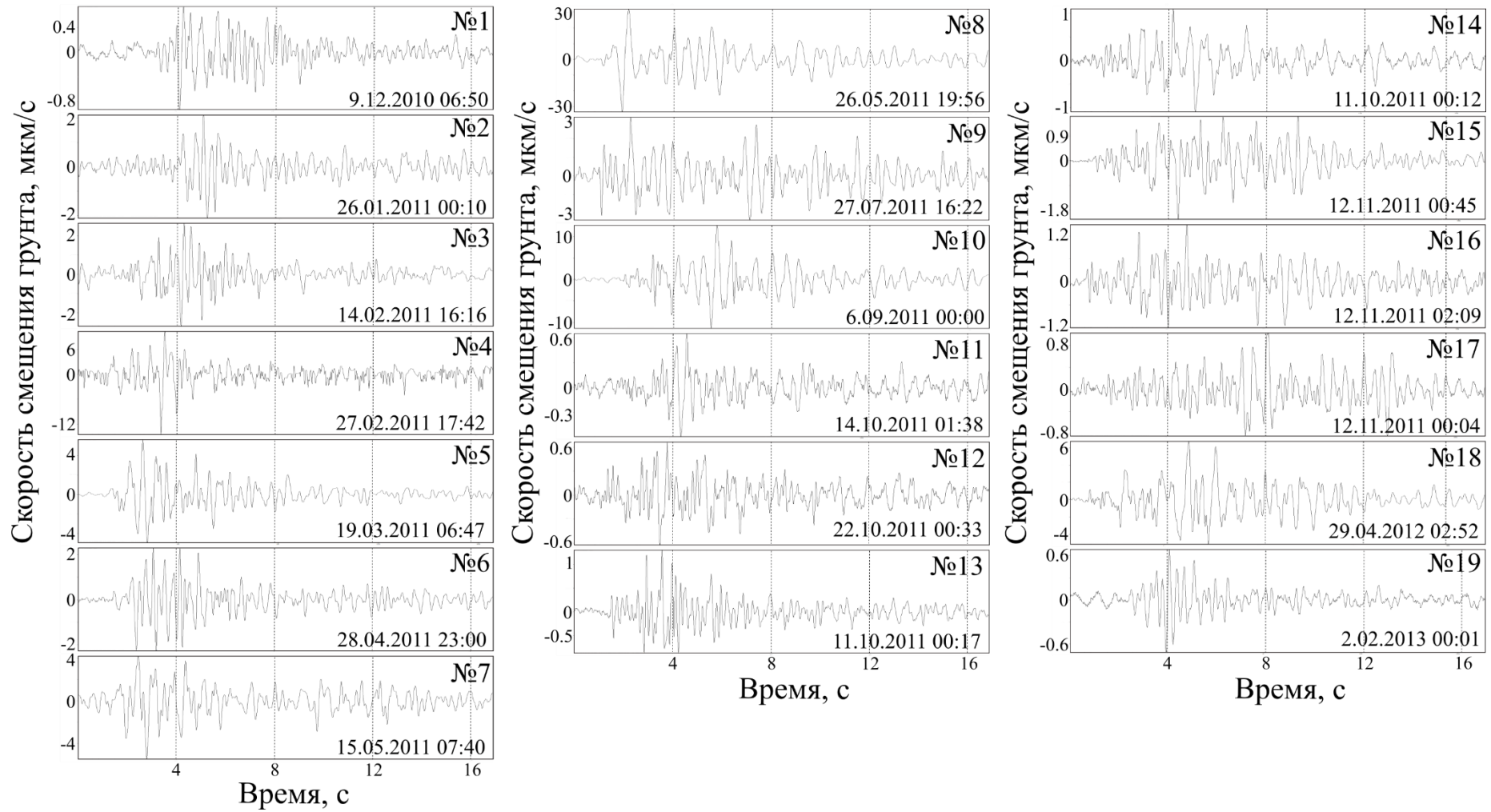


Рисунок 5.20 – Шаблоны землетрясений мультиплетов № 1–19 сейсмического режима «drumbeats» за период 2010–2013 гг.

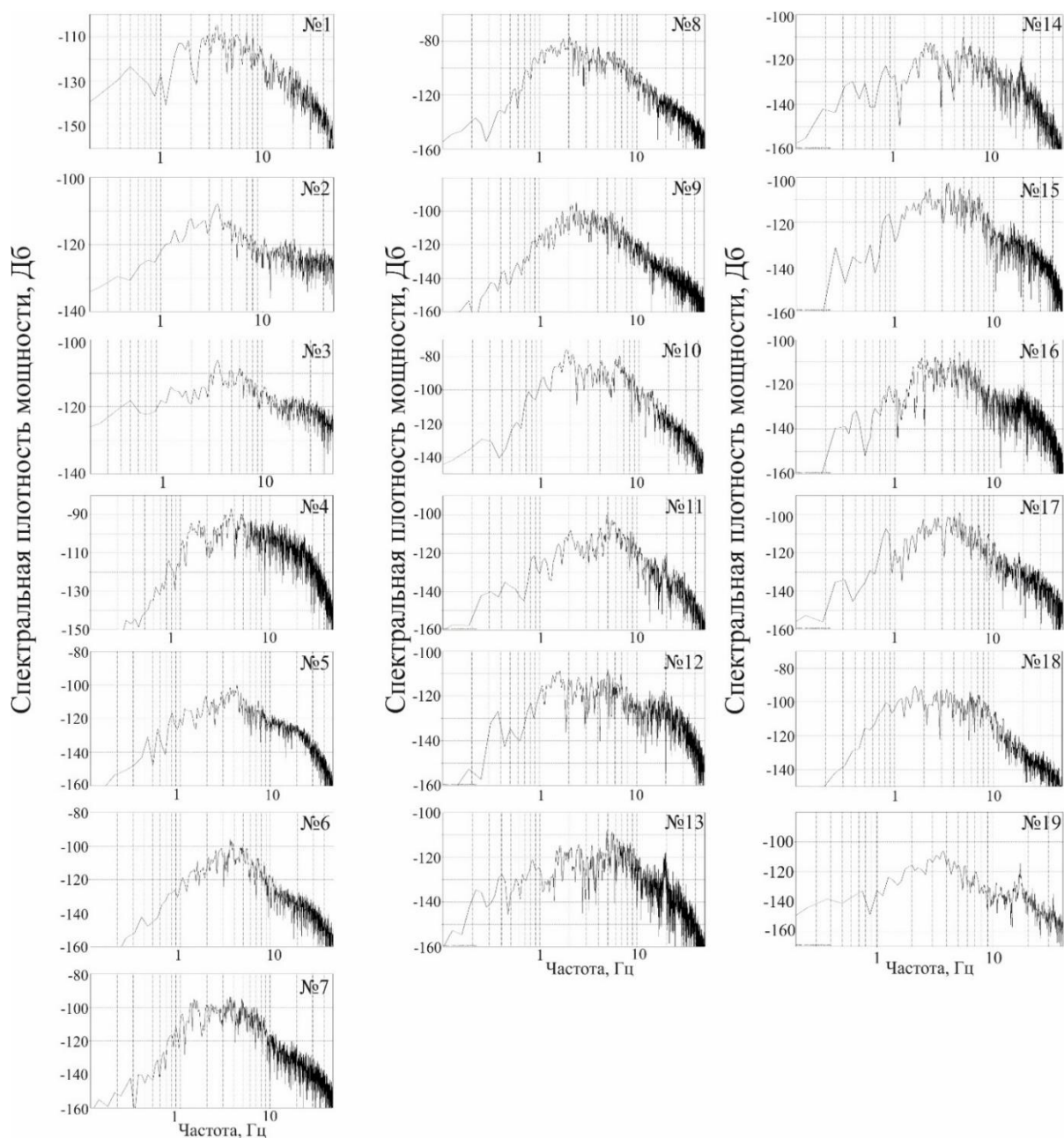


Рисунок 5.21 – Спектральная плотность мощности шаблонов землетрясений мультиплетов № 1–19.

Землетрясения режимов «drumbeats» отличались как волновыми формами, так и спектральными характеристиками. Они подразделяются на длиннопериодные со спектральным составом 1.4–5.6 Гц и гибридные со спектральным составом 0.8–5 Гц с добавлением более высокого пика на частоте 6.2–7.1 Гц.

Длиннопериодные землетрясения сопровождали выжимание экструзивного купола и формирование лавового потока и второго «языка». Землетрясения, характеризующие

движение мощных «языков» лавового потока, относились к гибридным. Это говорит о том, что при достижении лавовым потоком значительной мощности во фронтальной части происходит хрупкое разрушение среды [Harrington, Brodsky, 2007], которое генерировало более высокие частоты.

На качественном уровне можно констатировать, что структура мультиплетов режимов «drumbeats I и II» определялась такими параметрами лавового потока, как мощность фронта и скорость его движения, связанная с расходом лавового материала и крутизной склона вулкана.

5.4.3 Связь мультиплетов режима «drumbeats» с активностью вулкана

В зависимости от типов вулканической активности были выделены три типа режима «drumbeats»: «drumbeats I» сопровождал движение правого «языка» лавового потока; «drumbeats II» генерировался во время движения левого «языка» лавового потока; «drumbeats III» регистрировался при выжимании экструзивного купола. В этом разделе на качественном уровне была рассмотрена связь динамики сейсмического режима «drumbeats» с проявлениями вулканической активности во время извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг. Для этих целей на основе выделенных мультиплетов рассматривались два параметра: среднесуточные значения частоты возникновения землетрясений в минуту (f_D , мин⁻¹) и среднесуточные значения максимальной амплитуды землетрясений на вертикальной составляющей (\bar{A} , мкм/с) (рисунок 5.22).

В начале извержения при выжимании экструзии с 9.12.2010 и до середины февраля 2011 г. регистрировался режим «drumbeats III» с $\bar{A} \leq 2.5$ мкм/с (рисунок 5.22б). Извержение завершилось выжиманием блоков затвердевшей лавы, что сопровождалось режимом «drumbeats III» в январе–феврале 2013 г. Для землетрясений этого периода также были характерны низкие значения $\bar{A} \leq 2.0$ мкм/с. Косвенно это подтверждает постоянство размеров очагов землетрясений в обоих случаях на этих временных интервалах. Однако экструзивный

процесс в начале извержения был более интенсивный чем в конце, об этом свидетельствует частота возникновения землетрясений в минуту f_D , которая доходила до $f_D = 3.5 \text{ мин}^{-1}$ в начале против $f_D = 0.15 \text{ мин}^{-1}$ в конце извержения (рисунок 5.22a).

Резкое увеличение среднесуточного значения максимальной амплитуды \bar{A} до $\sim 5 \text{ мкм/с}$ наблюдалось после начала формирования лавового потока в марте 2011 г., когда начал регистрироваться режим «drumbeats I». Из-за выполаживания склона происходило наращивание мощности лавового потока в его фронтальной части, что сопровождалось увеличением \bar{A} землетрясений режима «drumbeats I». Во время длительного мультиплета №8 18.05–14.06 12 июня в 8:45 произошла сильная эксплозия, эруптивное облако от которой распространилось до 430 км в Ю–В направлении от вулкана [<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>]. После эксплозии количество землетрясений резко сократилось.

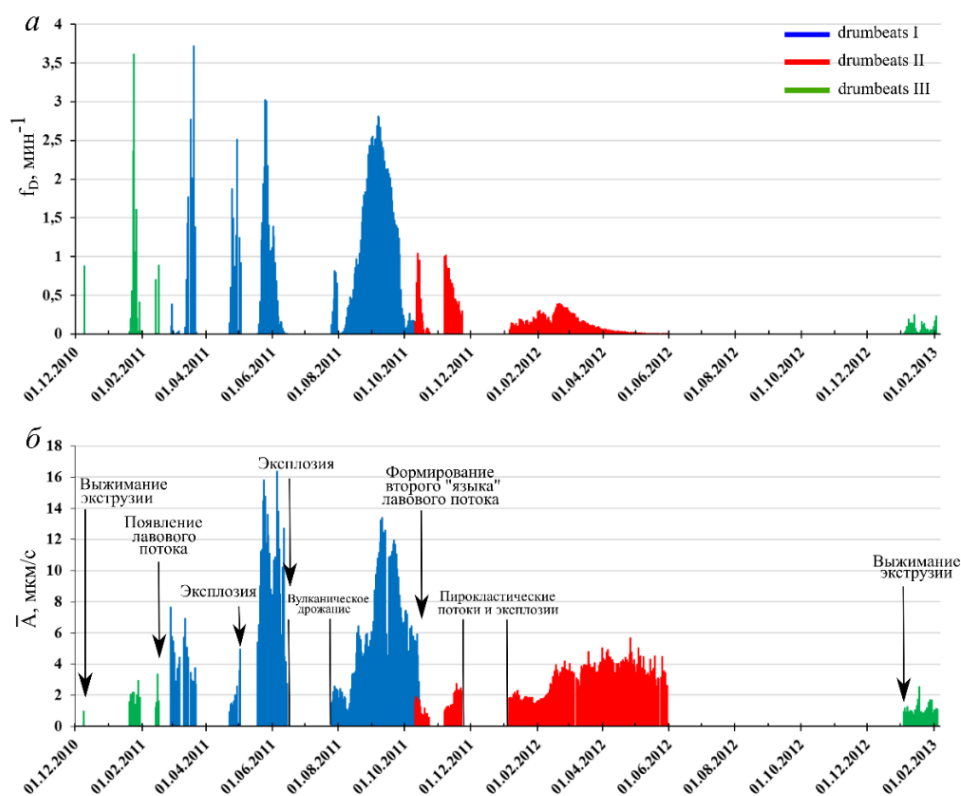


Рисунок 5.22 – Средняя частота землетрясений в сутках f_D (a) и среднее значение суточной амплитуды \bar{A} (б) в период с 1 декабря 2010 г. по март 2013 г. извержения вулкана Кизимен.

Возобновился режим «drumbeats I» в конце июля, когда \bar{A} стала непрерывно возрастать с 2 до 13.5 мкм/с, а с середины сентября до середины октября наблюдалось снижение до 6 мкм/с. Пик активности режима «drumbeats I» пришелся на вторую декаду сентября, когда происходили редкие с $f_D \leq 2.5 \text{ мин}^{-1}$, но довольно сильные землетрясения с $A_{\max} = 40 \text{ мкм/с}$.

На начальной стадии режима «drumbeats II», который регистрировался с 10 октября на фоне «drumbeats I» (рисунок 5.22), были характерны слабые землетрясения с $\bar{A} < 2 \text{ мкм/с}$ с небольшой частотой возникновения землетрясений $f_D = 1 \text{ мин}^{-1}$, при этом частота возникновения режима «drumbeats I» монотонно убывала, 14 октября режим перестал регистрироваться. Частота возникновения «drumbeats II» в ноябре снизилась до $f_D = 0.3 \text{ мин}^{-1}$, а \bar{A} увеличилась до 2.5 мкм/с. С 25 ноября по начало января 2012 г. землетрясения режима «drumbeats» не зарегистрированы, выжимание лавового потока прервалось схождение пирокластических потоков.

Режим «drumbeats II» возобновился 5.01.2012 и регистрировался до конца мая 2012 г. Он характеризуется монотонным нарастанием, а затем уменьшением f_D с 0.4 до 0.1 мин^{-1} при увеличении \bar{A} с 2 до 5 мкм/с. Для сейсмического режима «drumbeats II» прослеживается закономерность: при уменьшении частоты появления землетрясений их \bar{A} возрастает (рисунок 5.22).

5.4.4 Пространственное положение очагов землетрясений режима «drumbeats»

Каталог КФ ФИЦ ЕГС РАН [<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>] за 2011 г. содержит 20856 землетрясений, которые относятся к режиму «drumbeats», с $3.7 \leq K \leq 6.7$ и 427 землетрясений за 2012 г. с энергетическими классами $3.4 \leq K \leq 6.6$ и глубинами $-2.5 \leq H \leq 2.5$. Массовое определение координат землетрясений режима «drumbeats» началось с введением в эксплуатацию с/ст TUMD (14.08.2011). В это время начал регистрироваться мультиплет №10.

Координаты очагов землетрясений из каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН определялись с использованием регионального годографа (рисунок 5.23) [Сенюков, 2004]. Эпицентральные области землетрясений режима «drumbeats» за 2011–2012 гг. представляют узкие зоны длиной ~10 км и шириной до 3 км, вытянутые в направлении Ю–В – С–З (рисунок 5.23а, б). Вытянутость области землетрясений, вероятнее всего, связана со значительной ошибкой в определении гипоцентров землетрясений ($\sigma_{h \max} = 6$ км, $\sigma_{\varphi, \lambda \max} = 13.2$ км), в связи с тем, что на удаленной с/ст TUMD (20 км от вершины вулкана) вступления волн от таких слабых землетрясений не могли быть явно выделены.

С применением скоростной модели для вулканических районов (выбран Авачинский годограф) были переопределены координаты землетрясений режима «drumbeats I» мультиплета № 10 за период 4.09–7.09.2011 г. Были выбраны 60 землетрясений с наиболее четкими вступлениями Р– и S–волн на трех ближайших с/ст (KZV, TUMD, TUM). Каталог землетрясений приведен в Приложении Б.

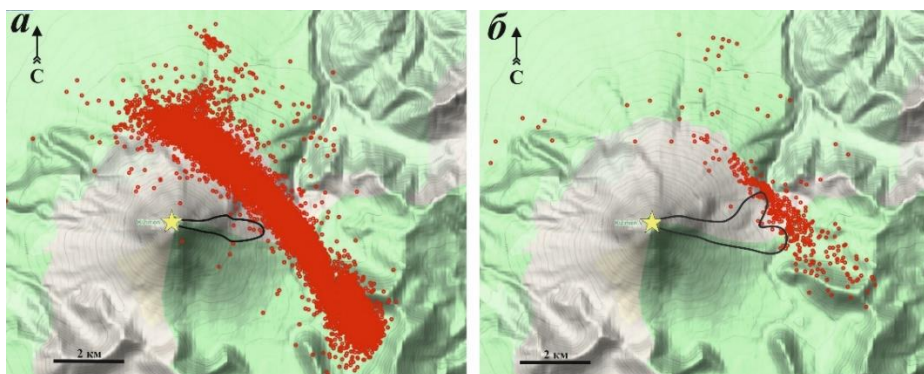


Рисунок 5.23 – Карта эпицентров землетрясений режима «drumbeats I» за 2011 г. (а) и «drumbeats II» за 2012 г. (б) по данным каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН. Линией показан контур лавового потока по состоянию на 5 сентября 2011 г. (а) [Двигало и др., 2012] и июль 2012 г. (б) [Auer et al., 2018].

Эпицентральная область землетрясений режима «drumbeats I», определенная с помощью выбранного годографа, имела более компактную эллипсную форму (рисунок 5.24а), ориентированную в направлении С–З – Ю–В с осями 1×2 км, соприкасающуюся с контуром лавового поля на этот период. Глубина очагов землетрясений составила –1.9 – –0.9

км над у.м. (рисунок 5.24 *Iб*). Очаги землетрясений группировались на дневной поверхности склона вулкана. Линейная вытянутость очагов землетрясений также совпадает с направлением на самую далекую с/ст TUM, расположенную в 20 км от вулкана. Оценка среднеквадратичной ошибки определения координат эпицентров осуществлена на основании сравнения определений очагов землетрясений с $6.5 < K < 9.9$ тремя ближайшими с/ст и максимальным числом с/ст, которые зарегистрировали эти землетрясения. Ошибка составила по широте 0.7 км, а по долготе 2.9 км. По-видимому, отсутствие детального скоростного разреза для этого района приводит к систематической ошибке определения координат, которая искажает истинную картину эпицентральной области землетрясений режима «drumbeats».

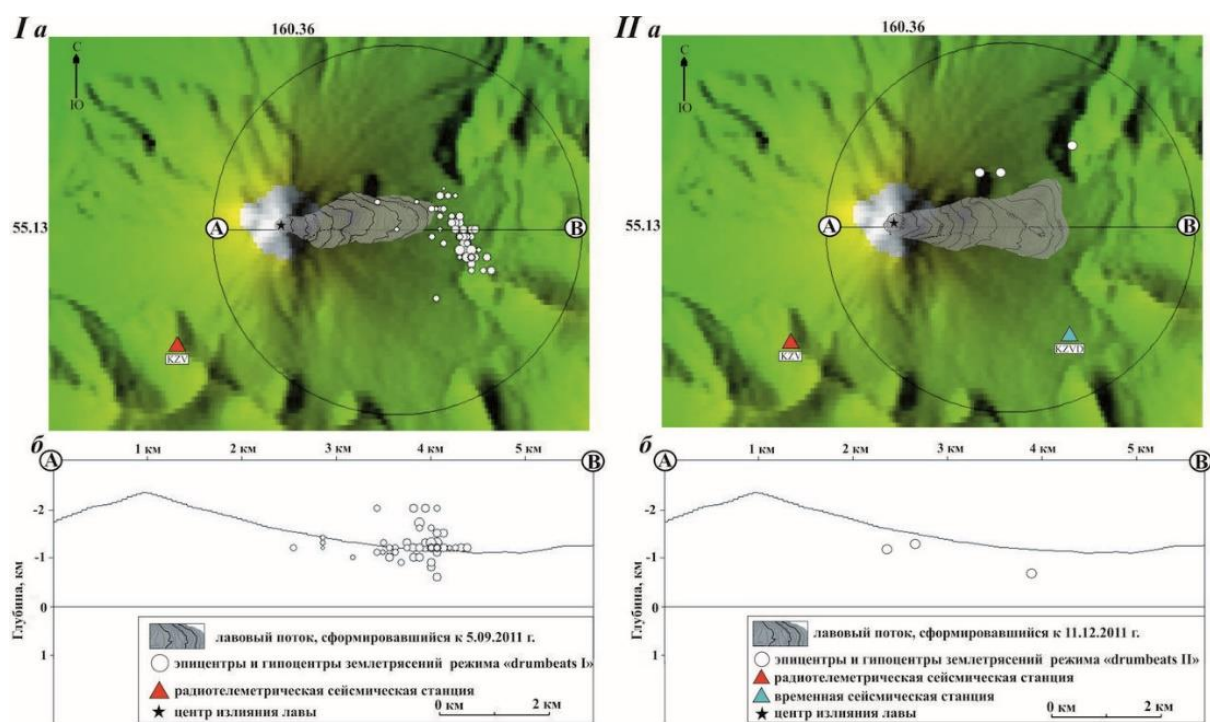


Рисунок 5.24 – Эпицентры землетрясений режима «drumbeats I» 4.09–7.09.2011 г. (*Ia*) и «drumbeats II» 29.04.2012 г. (*IIa*) и проекции эпицентров землетрясений вдоль линии АВ (*б*). Контур лавового потока представлен по состоянию на 5.09.2011 (*a*) и 11.12.2011 (*б*) из [Двигало и др., 2013].

Вблизи фронта лавового потока 29.04.2012 был проведен кратковременный эксперимент по установке временной сейсмической станции на высоте 1222 м (рисунок 5.24*IIa*) с целью уточнения эпицентров землетрясений режима «drumbeats II». Станция была

представлена портативным широкополосным акселерометром CMG-5TD фирмы GURALP. Лавовый поток 29.04.2012 продвигался достаточно медленно, в связи с чем зарегистрировано три землетрясения режима «drumbeats II», для которых были определены параметры гипоцентров (таблица 5.5).

Таблица 5.5 – Основные параметры землетрясений режима «drumbeats II», определенные с учетом временной с/ст.

дд.мм.гггг	t	Широта, гр.с.ш.	Долгота, гр.в.д.	H , км	K
29.04.2012	06:04	55.138	160.342	-1.2	4.4
29.04.2012	06:34	55.142	160.366	-0.7	4.9
29.04.2012	07:09	55.138	160.347	-1.3	4.2

Примечание: t – время вступления землетрясения на с/ст KZV; H – глубина; K – энергетический класс.

Эпицентры землетрясений располагались на 300–500 м севернее границы лавового потока. Очаги всех трех землетрясений были расположены вблизи контура рельефа на высоте -0.7 – -1.3 км над у. м. (рисунок 5.24**IIб**) [Шакирова, 2012]. С учетом ошибки определения характеристик очагов землетрясений можно сделать вывод, что землетрясения могли относиться к фронту лавового потока.

5.4.5 Отражение динамики движения фронта лавового потока в землетрясениях режима «drumbeats»

Исходя из представления, что сейсмический режим «drumbeats» генерировался при движении фронта вязкого лавового потока, проведена оценка его смещения за сутки (S_c), и проведено сопоставление S_c со смещением реперных точек на лавовом потоке S_2 , согласно данным работы [Auer et al., 2018] (см. таблица 3.1). С этой целью для пяти временных участков, где есть оценка скорости движения лавового потока (v) [Auer et al., 2018], в мультиплетах, которые частично совпадали с ними, определялись параметры: количество землетрясений режима «drumbeats» за указанный временной интервал (N), диапазон энергетических классов и их средний ($K_{ср}$), средний временной период между двумя

следующими друг за другом землетрясениями режима «drumbeats» (\bar{T}_D) (таблица 5.6). Энергетические классы K для временных интервалов № 3–5 взяты из каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов КФ ФИЦ ЕГС РАН [<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>], а для временных интервалов № 1 и 2 K определялся автором (10 землетрясений для №1 и 60 для периода №2).

Смещение фронта лавового потока (u_T) в результате одного землетрясения рассчитывалось, подобно тому как было сделано в работе [Iverson et al., 2006] для выжимания экструзивного купола на вулкане Сент-Хеленс, из следующего соотношения:

$$u_T = v \cdot \bar{T}_D \quad (5.1)$$

где v – скорость движения лавового потока (м/с), \bar{T}_D – средний период между двумя следующими друг за другом землетрясениями режима «drumbeats» (с).

Оценки смещения в результате одного события в различные временные интервалы формирования лавового потока и перемещение фронта лавового потока приведены в таблице 5.6.

Рассмотрим некоторые детали нашего построения. В интервале времени 1–7.08.2011 скорость движения поверхности потока была $7.8 \cdot 10^{-4}$ м/с (таблица 5.6) [Auer et al., 2018]. С 1 по 7 августа с/ст KZV было зарегистрировано 11448 землетрясений «drumbeats I» со средним временным периодом между ними $\bar{T}_D = 52$ с. Исходя из предположения, что при каждом отдельном землетрясении, зарегистрированном в это время, происходит смещение активной части лавового потока, то подвижка составляет $u_T = 4$ см (таблица 5.6). Аналогичные расчеты были проведены для других четырех отрезков времени, с некоторыми ограничительными поправками, так как в работе [Auer et al., 2018] при расчете скоростей были взяты довольно продолжительные временные интервалы.

Таблица 5.6 – Смещение фронта лавового потока вулкана Кизимен в сутки, рассчитанного по сейсмическим данным.

№	Период	N	K	K_{CP}	$v, 10^{-4}, м/с$	$\bar{T}_D, с$	$uT, см$	$L_{CF}, м$	$S_C/S_2, м$
1	01.08–07.08.2011	11448	3.9–5.4	4.5	7.8	52.0	4.0	458	67.0/65.4
2	17.08–10.09 2011	30624	4.0–6.3	5.7	1.0	80.5	0.8	245	8.7/10.6
3	11.09–13.10.2011	54432	3.7–6.7	5.0	0.6	98.0	0.6	326	5.0/10.2
4	14.10–25.11. 2011	26880	3.4–6.7	5.3	0.7	148.7	1.0	267	5.5/6.1
5	27.01–09. 03.2012	32592	3.8–6.6	4.3	1.6	127.0	2.0	652	14.2/16.3
	Итого:	155976					Итого:	1948	

Примечание: N – количество землетрясений режима «drumbeats» за указанный период, шт; K, K_{CP} – диапазон энергетических классов и их средний; \bar{T}_D – средний период между двумя следующими друг за другом землетрясениями режима «drumbeats»; v – скорость движения лавового потока по данным из работы [Auer et al., 2018]; uT – рассчитанное смещение лавового потока в результате одного землетрясения режима «drumbeats»; L_{CF} – смещение фронта лавового потока за весь период по сейсмическим данным; S_C/S_2 – смещение фронта лавового потока за сутки по сейсмическим данным и смещение реперных точек на лавовом потоке за сутки по данным [Auer et al., 2018].

По данным работы [Двигало и др., 2013] на 5.09.2011 лавовое поле состояло из одного «языка», а к концу 2011 г. образовался второй «язык». Поэтому, для временного интервала №2 были выбраны даты с 17 августа по 10 сентября, а для интервала №3 приняты даты с 11 сентября по 13 октября. Так как с 13 октября наибольшую активность стал проявлять второй «язык» лавового потока, то для интервала №4 были взяты даты с 14 октября по 25 ноября.

За различные временные отрезки регистрации землетрясений режима «drumbeats» смещение, вызывающее одно землетрясение, составляло от 0.6 до 4 см (таблица 5.6). Эта оценка близка к величине смещения, рассчитанного для одного землетрясения режима «drumbeats», возникающего при выжимании отдельных блоков на экструзивном куполе вулкана Сент–Хеленс, $uT = 0.5$ см [Iverson et al., 2006].

Строгой зависимости между параметрами K_{CP} , \bar{T}_D , uT не наблюдается (рисунок 5.25). Наибольшее смещение uT наблюдается для временного отрезка №1, когда лавовый поток двигался по плоскости образующей с уклоном $\sim 15^\circ$ и в этом случае большую роль могла

играть гравитационная составляющая. С последующим продвижением фронта лавового потока в зону выполаживания склона происходит увеличение временного периода \bar{T}_D между землетрясениями режима «drumbeats».

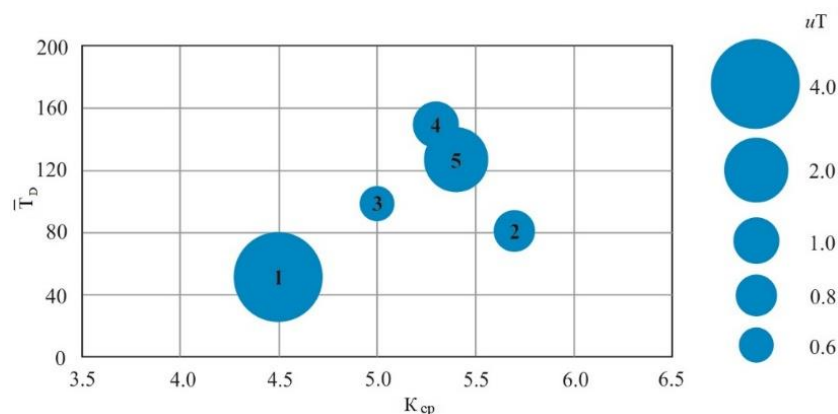


Рисунок 5.25 – Пузырьковая диаграмма параметров среднего энергетического класса K_{cp} , \bar{T}_D , временного периода между двумя следующими друг за другом землетрясениями режима «drumbeats» nT для пяти временных интервалов (см. таблицу 4.5). Номера интервалов показаны в кружках. Размер кружка пропорционален nT .

Оценим подвижку D и параметры очага через энергетические классы K , характерные для землетрясений режима «drumbeats». С этой целью использовались зависимости параметров очага от моментной магнитуды M_w из работы [Гусев, Мельникова, 1990] для мелкофокусных (коровых) очагов землетрясений.

Расчет параметров очагов землетрясений осуществлялся через моментную магнитуду M_w . Переход от энергетического класса K к M_w производился исходя из следующих соотношений [Гусев, Мельникова, 1990]:

$$K=1.08M_s+6.96;$$

$$\lg M_0=M_s+19.24; \quad (5.2)$$

$$M_w=2/3 \lg M_0-10.7$$

В результате получена связь между моментной магнитудой и классом

$$M_w=0.62 K - 2.12 \quad (5.3)$$

Связи между параметрами очага и M_w выражаются следующими отношениями [Гусев, Мельникова, 1990]:

$$\begin{aligned} \lg L[\text{км}] &= 0.75M_w - 3.6; \\ \lg W[\text{км}] &= 0.375M_w - 1.45; \\ \lg S[\text{км}^2] &= 1.125M_w - 5.05; \\ \lg D[\text{см}] &= 0.375M_w - 0.37 \end{aligned} \quad (5.4)$$

где L – длина разрыва, км; W – ширина разрыва, км; S – площадь разрыва, км²; D – подвижка по разрыву, см.

Результаты расчетов приведены в таблице 5.7. Рассматривая значения полученных параметров очагов землетрясений видно, что расчеты указывают на правдоподобность оценки D , выполненной, исходя из натуральных наблюдений и соответствует рассчитанному смещению лавового потока в результате одного землетрясения режима «drumbeats» иТ.

Таблица 5.7 – Параметры очагов землетрясений режима «drumbeats» с энергетическими классами $K=4.0-7.0$, рассчитанные по формулам из работы [Гусев, Мельникова, 1990].

K	M_w	$S, 10^3, \text{м}^2$	$L / W, \text{м}$	$D, \text{см}$
4.0	0.36	0.02	0.4 / 46	0.57
4.5	0.67	0.05	0.7 / 63	0.74
5.0	0.98	0.11	1.3 / 83	0.95
5.5	1.29	0.25	2.3 / 108	1.23
6.0	1.6	0.56	6.7 / 184	1.59
6.5	1.91	1.25	6.8 / 184	2.05
7	2.22	2.80	11.6 / 241	2.64

Примечание: K – энергетический класс землетрясений режима «drumbeats»; M_w – моментная магнитуда; S – площадь разрыва; L – длина разрыва; W – ширина разрыва; D – подвижка по разрыву.

Полученные значения подвижки по разрыву D близки к значениям подвижки иТ, рассчитанным по натурным наблюдениям, однако длина разрыва в этом случае очень мала. Вследствие формального подхода имеет смысл поменять местами длину и ширину разрыва. Тогда получаем значения отношения длины к ширине разрыва $L/W = 46/0.4 - 241/11.6$ м, что согласуется с размерами «языков» лавового потока.

5.5 Феноменологическая модель сейсмического режима «drumbeats»

Для сейсмического режима «drumbeats», возникавшего в результате выжимания вершинной экструзии на нескольких вулканах мира, было предложено три механизма его возникновения. В данном разделе предпринята попытка обосновать возникновение сейсмического режима «drumbeats» феноменологической моделью, основанной на движении вязкого лавового потока по склону вулкана.

5.5.1 Сведения о лавовых потоках андезитовых вулканов

По крупнообломочному характеру поверхности лавового потока извержения вулкана Кизимен в 2011–2012 гг. его можно отнести к глыбовому типу. Как правило, обломки глыбовой лавы представляют собой угловатые блоки [Владовец, 1985]. Одним из главных структурных элементов лавового потока является его расслоение, которое связано с процессом движения вязкой лавы [Cas, Wright, 1998].

На примере лавового потока Рокке Россе вулканического острова Липари (Италия) показано, что распространенные в глыбовых потоках складчатые структуры возникают при их движении под действием сил сжатия и растяжения. Внутренняя структура глыбового лавового потока состоит из активного ядра, для которого характерны складчатые структуры, выпучивание отдельных блоков или складок на поверхность потока (рисунок 5.26а). Такие лавовые потоки обычно имеют толщину от десятков до нескольких сотен метров. Центральная часть глыбовых потоков лавы плотная и часто богата кристаллами [Harris et al., 2017].

На примере лавового потока вулканического острова Сан–Пьетро (Италия) показано, что основные формы образованных складок на поверхности вязких лавовых потоков – это поперечные гребни, которые представляют собой дугообразные складки, которые на краях становятся почти параллельными границе потока. Строение вскрытых эрозией лавовых

потоков показало, что их движение осуществляется путем скольжения по подстилающей поверхности – базальной брекчии (рисунок 5.26б) (обломки, падающие с фронта лавового потока и затем перекрывающиеся активным ядром потока) подобно движению ледников. В пользу этого говорят субгоризонтальные плоскости сдвига в его основании, параллельные движению лавового потока (рисунок 5.26б) [Harris, Rowland, 2015].

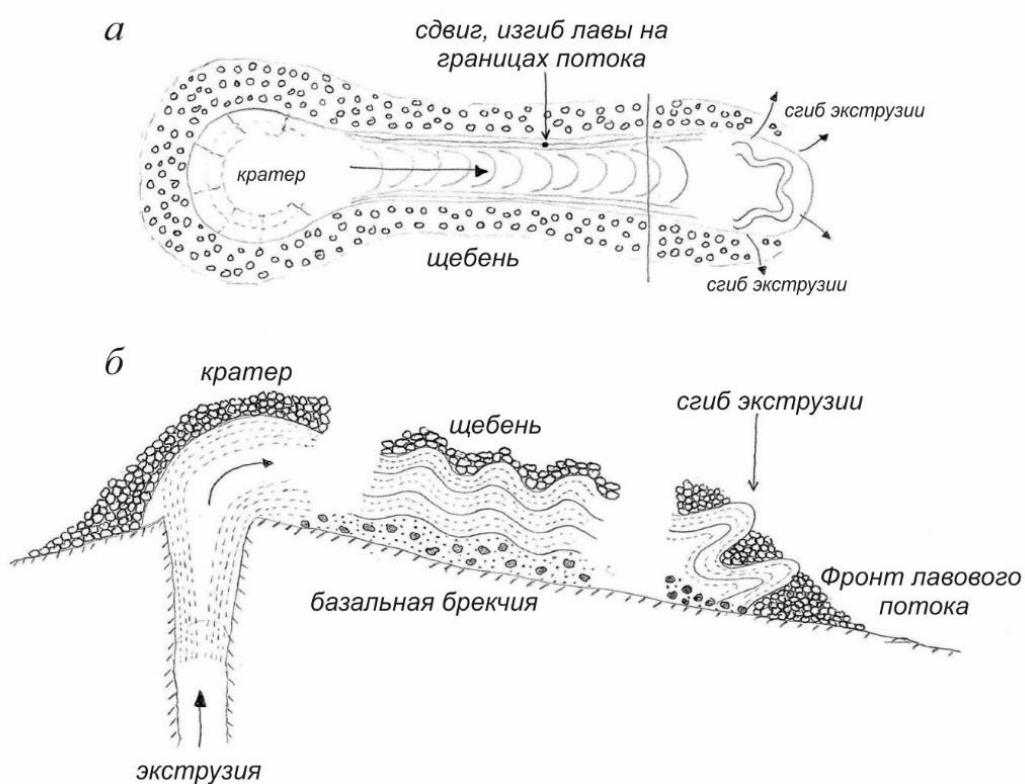


Рисунок 5.26 – Продольное сечение по длине лавового потока Рокке Россе (о. Липари, Италия) с обобщенными схемами расслоения (а) и схематический план, разрез и детали основных структур глыбовой лавы на о. Сан-Пьетро (Сардиния, Италия) (б) [Harris, Rowland, 2015].

Складчатость поверхности лавовых потоков, в основном, обусловленная сдвиговыми деформациями, является результатом непрерывного выжимания лавы и изменения поперечного профиля скорости движения потока [Cioni, Fudetta, 2005]. С увеличением расстояния от вершины более важную роль играет сдвиг с поворотом, приводящий к формированию бортовых валов. Складки, охватывающие всю толщину лавового потока, вызываются сдвиговыми деформациями из-за увеличения вязкости (и предела текучести),

связанной с охлаждением подошвы лавового потока и его фронта при удалении от вершины вулкана.

Реологические свойства магм рассматривались во многих работах начиная с известной монографии [Gill, 1985]. С этой точки зрения магмы рассматриваются как вязкоупругие жидкости, то есть они обладают свойствами твердого тела, но частично проявляют упругое восстановление формы после снятия напряжения. Здесь следует отметить, реологические свойства магмы не остаются постоянными по мере ее движения от источника и зависят от многих причин. Падение температуры и ее дегазация приводят к изменению вязкости [Auer et al., 2018].

С увеличением приложенного напряжения вязкость лавы увеличивается, она претерпевает хрупкие деформации [Cordonnier et al., 2009]. Предел прочности лавы зависит от ее пористости. Для плотных лав он составляет 33–40 МПа. Разрушение происходит под действием сдвиговых напряжений внутри потока, чему способствует его сжатие из-за выжимающейся лавы, за счет чего увеличивается и скорость деформации [Cordonnier et al., 2009], вызывая землетрясения. Особо хрупкое поведение лавы наблюдается во фронтальной части лавовых потоков, где наблюдается наибольшая деформация и наименьшая температура, ведущая к существенному изменению ее механических свойств [Cioni, Fudetta, 2005].

5.5.2 Возбуждение автоколебательного процесса с механизмом «stick-slip» – генератор сейсмического режима «drumbeats»

В данной главе рассматривается модель, которая может обеспечить автоколебательный процесс движения вязкого лавового потока по склону с генерацией сейсмического режима «drumbeats».

Автоколебательный процесс возникает в системе, в которой выполняются условия: амплитуда колебаний, с одной стороны, в течение долгого времени может оставаться постоянной, а с другой стороны, определяется не начальными условиями, а свойствами самой

системы и не зависит от начальных условий. Второй особенностью возбуждения автоколебательной системы является непериодический источник энергии, за счет которого создается периодический процесс [Анищенко и др., 2010].

В случае с вулканом Кизимен квазипериодические автоколебания создаются во фронтальной части потока, имеющей достаточно большую мощность, и поддерживаются за счет давления выжимающейся лавы. За счет силы трения и «примерзания» блоков к базальной брекчии происходит скачкообразное движение «stick–slip» с генерацией землетрясений с квазирегулярной периодичностью, которая объясняется стационарностью поступления лавового материала на дневную поверхность. Возникновение таких фрикционных автоколебаний может объясняться моделью сухого трения [Лушников, 2010].

Модель прерывистого скольжения «stick–slip» впервые была предложена в работе [Brace, Byerlee, 1966], для объяснения механизма внезапного высвобождения энергии в напряженном материале по плоскости с дефектами. В данном случае под напоромдвигающегося ядра лавового потока (давление по потоку и силы гравитации) происходит «срыв» отдельных блоков его фронта с разрушением связки между блоком и подстилающей поверхностью, в результате чего и генерируются землетрясения режима «drumbeats».

Также модель прерывистого скольжения была предложена для обоснования движения ледников. Важным компонентом в изучении механической и гидрологической связи между ледником и его ложем являлось изменение базального скольжения [Fischer, Clarke, 1997]. Скачкообразные движения являются следствием изменений базального давления воды, которые заставляют определенные участки ледника плавать и высвободить упругую силу. В некоторых случаях прерывистое скольжение, по–видимому, было обусловлено трением между льдом и скальной породой. Модели прерывистого скольжения ледника предполагают, что ложе ледника может быть разделено на блоки с различными базальными условиями и процессами, действующими на каждый блок и интерпретируются следующим образом. По мере повышения давления воды во льду происходит локальное накопление деформации, что

приводит к кратковременному увеличению скорости скольжения; как только происходит конечная релаксация, дальнейшее повышение давления воды не приводит к дополнительному усилению базального скольжения, и цикл прерывистого скольжения начинается снова за счет накопления упругой деформации. То есть базальное сопротивление напрямую зависит от изменения подледникового давления воды [Bahr, Rundle, 1996].

Исходя из вязкости лавового потока (10^{10} – 10^{11} Па·с [Auer et al., 2018]) и ледника (10^{10} – 10^{16} Па·с [Озеров, 2017]), можно говорить о подобии механизмов, отвечающих за генерацию циклов прилипания и скольжения.

В общем случае механика взаимодействия двух тел определяется зависимостью приложенной нагрузки от возникающей на контактной поверхности силы трения, которая определяется параметрами, характеризующими относительное движение тел и сил, действующих надвигающее тело. Для сухого трения проскальзывание тела будет отсутствовать, пока сдвигающая сила меньше некоторой предельной силы. Скольжение будет происходить при достижении силой предельного значения при прямой пропорциональности между силой трения $F_{тр}$ и прижимающей силой P в процессе проскальзывания. В случае с лавовым потоком кроме сухого трения так же возникает сцепление поверхностей разнородных твердых тел – адгезия, препятствующая сдвигу отдельных блоков в его фронтальной части.

Из вышеперечисленного можно сделать вывод, что большее число землетрясений с меньшим временным периодом регистрации являются результатом снижающегося трения. Когда фронт лавового потока стал достаточно мощным, его движение замедлилось, трение увеличилось (начиная с июля 2011 г.), стали регистрироваться гибридные землетрясения, что говорит о добавлении хрупкого разрушения породы.

Эти идеи согласуются с идеями [Uchida, Sakai, 2002], которые предположили, что гибридные землетрясения, зарегистрированные во время выжимания лавового купола на вулкане Иво–Дзима, вызваны событиями сдвигового разрушения внутри магмы, находящейся в кратере вулкана. Их интерпретация основана на движении частиц, полученных с помощью

нескольких сейсмометров, и низкочастотном содержании землетрясений, которое приписывается медленному разрушению вязкой магмы. В работе [Neuberg et al., 2006] также использовалась модель сдвигового разрушения, которой объяснялось возникновение низкочастотных землетрясений «drumbeats» при выжимании лавового купола на вулкане Суфриере–Хиллс, о. Монтсеррат.

Начальная вязкость потока очень высока (10^{10} – 10^{11} Па·с) из-за остывания до 750 – 800°C и большой объемной доли твердых частиц. Она естественно сдерживает дальнейшее скольжение потока. Во время сейсмических событий происходит изменение вязкости нижнего слоя блока. По мере увеличения скольжения механический барьер в виде шероховатостей поверхностей преодолевается и вязкость непрерывно снижается, провоцируя срыв потока [Otsuki et al., 2003].

Феноменологическую модель генерации сейсмического режима «drumbeats», возникающего при движении лавового потока по склону вулкана Кизимен в 2011–2012 гг., с определенными допущениями можно сформулировать следующим образом. На фронте потока формируется блок лавового потока m (примем его в виде параллелепипеда), который под действием активного ядра,двигающегося с постоянной скоростью v , перемещается (рисунок 5.27). При этом блок m можно рассматривать как правый элемент системы,двигающийся за счет сил некулонова трения $F_{\text{нec}}$ с падающей характеристикой в зависимости от скорости.

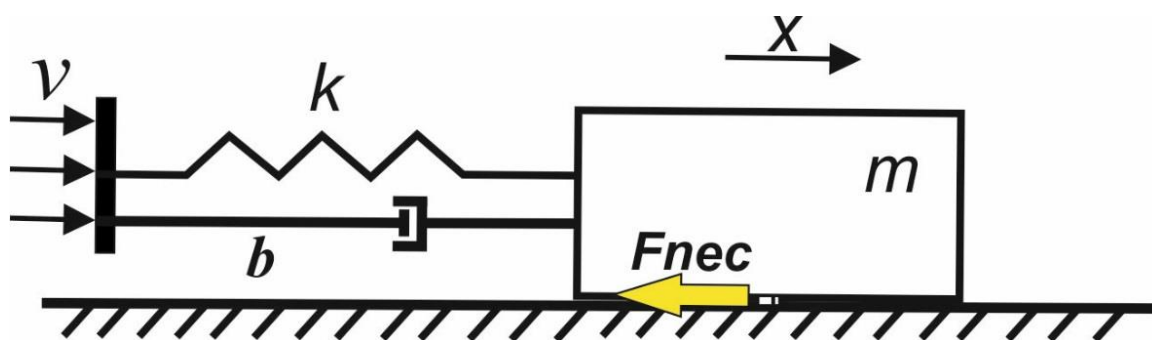


Рисунок 5.27 – Феноменологическая модель сейсмического режима «drumbeats» на основе автоколебательного процесса с механизмом «stick–slip».

Вероятнее всего, сцепление поверхностей происходило в определенном «пятне» в основании потока, а остальная часть лавового потока двигалась асейсмически. Естественно, между активным ядром и блоком следует включить элементы с коэффициентом жесткости k и вязкого сопротивления b . Такая модель может обеспечить автоколебательный процесс движения вязкого потока по склону с генерацией сейсмического режима «drumbeats».

5.6 Выводы к главе 5

Во время извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг. регистрировались различные вулканические сейсмические сигналы.

Эксплозивные извержения сопровождалось сейсмическими сигналами с четкими вступлениями Р-волн в диапазоне частот $f = (1.5–8)$ Гц. Извержения пирокластических потоков сопровождалось сейсмическими сигналами без четких вступлений волн, длительностью до 70 с $f = (1–6)$ Гц. Спектры обвалов сдвинуты в более низкочастотную часть относительно спектров пирокластических потоков с $f = (0.8–4)$ Гц с максимумом $f_{\max} = 3.5$ Гц в начале извержения и $f_{\max} = 1.8$ Гц в конце. Вулканическое дрожание, возникшее на первом этапе извержения (в декабре 2010 г.), вероятно, вызвано формированием экструзивного купола в привершинной части вулкана в результате внедряющейся магмы в его постройку. Спазматическое вулканическое дрожание, регистрируемое в 2011–2012 гг. являлось непрерывными последовательностями землетрясений режима «drumbeats», в пользу чего говорят спектры отдельных землетрясений и дрожания.

Установлено, что сейсмический режим «drumbeats» (барабанный бой) сопровождал выжимание блоков вязкой лавы в вершинной части вулкана в начале и конце извержения. Далее квазирегулярные землетрясения генерировались движением лавового потока по склону вулкана. На основе сходства волновой формы землетрясений они были сгруппированы в 19 мультиплетов и отнесены к трем типам режима «drumbeats». Режим «drumbeats I» был обусловлен движением формировавшегося лавового потока по склону вулкана (правого «языка»). Его максимальная интенсивность пришлась на май–июнь и август–сентябрь 2011 г., когда «язык» достиг значительных

размеров: длина составляла около 2 км при мощности во фронтальной части 150 м. «Drumbeats II» был обусловлен движением второго менее вязкого лавового «языка» (левого). Прослеживалась закономерность: чем реже происходили землетрясения, тем выше была их амплитуда. Такая закономерность отмечалась во время регистрации землетрясений режима «drumbeats» на других вулканах мира. «Drumbeats III» был отнесен к выжиманию блоков вязкой магмы в привершинной части вулкана. Коэффициент корреляции землетрясений в мультиплетах составлял $\bar{r}_{\text{corr}} \sim 0.7$, а максимальный $r_{\text{corr}} = 0.81$, что говорит о высокой степени подобия волновых форм и едином неразрушающемся механизме их генерации.

Эпицентры землетрясений режима «drumbeats» приурочены к контуру лавового потока с глубиной очагов землетрясений -1.9 – -0.9 км над у.м. Смещение лавового потока, вызывающее одно землетрясение режима «drumbeats», в различные периоды, оценено в $uT = 0.6$ – 4 см.

Землетрясения режима «drumbeats» по волновым формам и спектральным характеристикам относятся к длиннопериодным (с частотами $f = 1.5$ – 5.5 Гц) и гибридным (с добавлением более высокой частоты $f = 6$ – 7 Гц). Длиннопериодные землетрясения, скорее всего, явились результатом распространения волн в мягких, слабо консолидированных верхних слоях вулканической постройки, а не резонирующей жидкостью по трещине, как принято считать. Возникновение гибридных землетрясений связано с хрупким разрушением самого потока или на границе лавовый поток–склон вулкана.

Для лавовых потоков особо хрупкое поведение лавы наблюдается во фронтальной части, где наибольшая деформация связана с большим остыванием текучей лавы. Вязкопластичное течение лавового потока по склону Кизимена происходило с прерывистым скольжением его фронта по механизму «stick–slip» и возбуждением автоколебательного процесса с генерацией сейсмического режима «drumbeats», основанном на сухом трении. С увеличением мощности фронта лавового потока возрастало трение на контакте подошвы потока и подстилающей породы, скачки трения приводили к «срыву» потока, его проскальзыванию и остановке, таким образом модель генерации квазипериодических

землетрясений согласуется с моделью прилипания – скольжения «stick–slip». Блок лавового потока в его фронтальной части сдвигался под действием активного ядра с постоянной скоростью v , объясняющейся стационарностью поступления лавового материала на поверхность. Остановка блока происходила за счет сил некулонова трения F_{nc} с падающей характеристикой в зависимости от скорости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертации изучены сейсмические эффекты, предварявшие и сопровождавшие извержение вулкана Кизимен в 2010–2013 гг. – первое извержение вулкана, подкрепленное сейсмологическими наблюдениями.

Детальный анализ временных вариаций частотно–магнитудного распределения вулканотектонических землетрясений (значение b) в 2010–2013 гг. показал, что в течение 11 месяцев (с начала 2010 г. до момента извержения) происходило изменение наклона графика повторяемости землетрясений, значение b уменьшалось с 1.1 ± 0.05 до 0.85 ± 0.03 . Уменьшение значения b отражало постепенное увеличение напряжения среды в районе вулкана Кизимен, что выразилось в сильнейшем землетрясении, произошедшем перед извержением 27.11.2010 с локальной магнитудой $M_L = 5.2$ с глубиной $H = -1.8 \pm 2.7$ км. Одновременно, с сентября 2008 г. до октября 2010 г., в районе вулкана отмечалась деформация поверхности в виде вздымания [Ji et al., 2013], которая, по всей видимости, отражала процессы, происходящие в очаге и указывала на закрытую вулканическую систему. Начиная с сентября 2008 г. поднятие могло быть вызвано повышением порового давления в очаге. В 2009 г. наблюдалось увеличение количества землетрясений с района вулкана, что свидетельствовало о начале подъема магмы по трещине к поверхности.

По пространственному положению очагов вулканотектонических землетрясений района вулкана Кизимен с энергетическими классами $K < 5$ на временном интервале ноябрь 2009 – февраль 2011 гг. выделены две сейсмогенные области, отражающие процессы, связанные с подъёмом магмы на глубинах менее 8 км. Одна в виде вертикальной колонны в С–В направлении от вулкана диаметром 4 км, а вторая в виде наклонной области в Ю–З направлении от вулкана, на плоскости эллипсоидной формы с размером 5×10 км с основной массой очагов на глубинах 0–6 км.

С–В направленность зоны сейсмичности отражает региональное поле напряжений, связанное с тем, что постройка вулкана Кизимен сечется разломом Шапинского грабена. Локальное поле напряжений связано с началом интрузивного процесса на глубине не более 8 км. По распределению землетрясений магматический очаг вулкана предположительно находится на глубинах ниже 5–6 км. Зоны с высокой концентрацией землетрясений отражают пути подъема магмы к поверхности земли.

Извержение вулкана Кизимен началось в ноябре 2010 г. На протяжении трех лет извержения зарегистрированы различные вулканические явления: взрывные извержения, схождение пирокластических потоков, выжимание лавового потока и вершинной экструзии, обвалы, вулканическое дрожание.

Выявлено чередование эффузивной и взрывной фаз извержения, которое может отражать изменение реологических свойств магм Кизимена. Изменения в характере вулканической активности хорошо коррелируют с периодами повышения сейсмичности: через 40–50 дней после роев вулcano–тектонических землетрясений с района вулкана наблюдалось временное замедление скорости движения лавового потока с одновременной регистрацией взрывов и пирокластических потоков. Неоднородность магм согласуется с предположением, что под Кизименом находится неглубокий дацитовый магматический очаг, который периодически подпитывается базальтовой магмой, поднимающейся из более глубоких источников [Чурикова и др., 2013; Auer et al., 2018].

Выделена связь сейсмических событий с проявлениями вулканической активности и определены спектральные особенности сигналов. Взрывные извержения сопровождались сейсмическими сигналами с четкими вступлениями Р–волн со спектральной плотностью мощности сигнала 1.5–8 Гц. Извержения пирокластических потоков сопровождались сейсмическими сигналами без четких вступлений Р– и S–волн, длительностью до 70 с со спектральной плотностью мощности сигнала 1–6 Гц. Обвалы так же имели сигнал без четких

вступлений Р-волн длительностью до 140 с со спектральной плотностью мощности 0.8–4 Гц с преобладающей частотой 1.8 и 3.5 Гц.

Спазматическое вулканическое дрожание возникало на протяжении всего периода извержения вулкана Кизимен. В начале извержения, в декабре 2010 г., дрожание связано с формированием экструзивного купола в привершинной части вулкана. Наличие более высоких частот в спектре дрожания, зарегистрированного в начале извержения вулкана Кизимен, говорит о меньшей вязкости выжимающихся блоков лавы на тот момент.

Выделена особенность извержения – регистрировались мультиплеты квазипериодических землетрясений режима «drumbeats» (барабанный бой) с почти постоянным энергетическим классом. Как правило, этот режим регистрируется при выжимании отдельных блоков экструзивных куполов, что наблюдалось для извержения семи вулканов мира. Необычный сейсмический режим «drumbeats» регистрировался впервые для извержений вулканов п-ва Камчатка. Во время извержения вулкана Кизимен особенностью режима «drumbeats» было то, что он генерировался движением вязкого лавового потока длиной 3.5 км, шириной 1.5 км и мощностью во фронтальной части до 232 м по склону вулкана, что ранее в мировой практике исследования сейсмического режима «drumbeats» не наблюдалось. Сейсмический режим «drumbeats» характеризуется хорошо выраженным квазипериодом возникновения землетрясений длительностью от секунд до нескольких минут.

Проведенная систематизация сейсмических данных позволила установить особенности динамики сейсмического режима «drumbeats», зарегистрированно при извержении вулкана Кизимен в 2010–2013 гг. По форме записи землетрясения режима «drumbeats» относились к гибридным или длиннопериодным землетрясениям, с частотами в диапазоне 1.7–7.1 Гц и 0.8–5.6 соответственно. Более высокие частоты объясняются добавлением хрупкого разрушения среды при достижении лавовым потоком значительной мощности во фронтальной части. Когда землетрясения «drumbeats» происходили очень часто и сливались, они напоминали спазматическое вулканическое дрожание.

По динамике сейсмического режима «drumbeats» выделены реперные моменты изменения характера в эффузивной активности вулкана: выделены три типа режима «drumbeats», каждый из которых указывал либо на выжимание вершинной экструзии («drumbeats III»), либо на движение правого «языка» лавового потока («drumbeats I»); либо левого «языка» («drumbeats II»).

Землетрясения режима «drumbeats» сгруппированы в 19 мультиплетов на основе кросс-корреляции волновой формы. Коэффициент корреляции землетрясений в среднем равен $r_{\text{corr}} \sim 0.7$, что говорит о том, что они имели схожий неразрушающийся механизм генерации и их местоположение значительно не изменялось в пределах мультиплета. Максимальная среднесуточная частота землетрясений \bar{f}_D регистрировалась в мультиплетах №3 и №5 (в феврале и марте 2011 г.), когда лавовый поток небольшой мощности двигался по крутому склону вулкана ($\sim 30^\circ$) вблизи его вершины. По мере удаления от вершины происходило увеличение мощности фронта потока и уменьшение \bar{f}_D . Максимальная среднесуточная амплитуда \bar{A} была зарегистрирована в мультиплетах №8 и №10 (май–октябрь 2011 г.), когда лавовый поток спустился к подножию вулкана. Сильнейшее землетрясение из всех событий, попавших в мультиплеты, произошло 10.09.2011 с $A=40.03$ мкм/с, когда двигался мощный фронт правого «языка» лавового потока.

Самые продолжительные мультиплеты №10 и №18 совпадают по времени с движением «языков» лавового потока, в это время регистрировались гибридные землетрясения. Мультиплет №18, сопровождавший окончание движения левого «языка» лавового потока в конце эффузивного периода извержения, характеризовался плавным снижением среднесуточной частоты землетрясений \bar{f}_D , начиная с середины февраля 2012 г., при этом вариации среднесуточной амплитуды \bar{A} сильно не отклонялись от 4 мкм/с, что косвенно указывало на медленное уменьшение скорости движения фронта лавового потока, что наблюдалось до июня 2012 г. В целом, на качественном уровне можно констатировать, что

структура мультиплетов режимов «drumbeats I и II» определялась такими параметрами лавового потока, как мощность фронта и скорость его движения, связанного с расходом лавового материала и крутизной склона вулкана.

Коэффициент корреляции землетрясений r_{corr} был ниже для периодов, когда выжималась вершинная экструзия и происходило ответвление второго «языка» лавового потока. Мультиплеты длиннопериодных землетрясений режима «drumbeats III» характеризовались более низкими значениями $r_{\text{corr}} \sim 0.61$, что говорит о более слабой связи между землетрясениями; \bar{A} землетрясений, не превышающая 3.4 мкм/с, отражает меньший размер источника их генерации. Исключением является мультиплет №3, который регистрировался в феврале 2011 г., возможно он относился к выжиманию первых порций лавы и формированию лавового потока.

Четкие вступления Р- и S-волн отмечались в периоды, когда лавовый поток имел значительную мощность. Эпицентры землетрясений режима «drumbeats I» в сентябре 2011 г. сгруппированы в зоне, имеющей эллипсную форму с осями 1×2 км, соприкасающуюся с контуром лавового потока на этот период с глубиной очагов землетрясений –1.9 – –0.9 км над у.м. Глубина очагов совпадает с высотой, на которую на тот момент спустился лавовый поток (–1.2 км над у.м.).

Наиболее вероятным процессом, при котором генерируются землетрясения режима «drumbeats», является механизм прилипания–скольжения «stick–slip» отдельных блоков на фронте лавового потока. Большое число землетрясений с меньшей амплитудой являются результатом снижающегося трения. При увеличении мощности фронта потока его движение замедлялось, число землетрясений уменьшалось, трение увеличивалось (начиная с июля 2011 г.), регистрировались гибридные землетрясения с большей амплитудой.

На основе вышеизложенного сформулирована феноменологическая модель генерации сейсмического режима «drumbeats». Во фронтальной части потока происходило его сцепление с подстилающей поверхностью, вероятнее всего в определенном «пятне». Перемещение

потока происходило под действием активного ядра,двигающегося с постоянной скоростью за счет давления напиральной лавы. Остальная часть потока двигалась асейсмично. Остановка блока происходила за счет сил некулонова трения F_{nc} с падающей характеристикой в зависимости от скорости. В модели между активным ядром и блоком находятся элементы с коэффициентом жесткости и вязкого сопротивления. Предложенная модель объясняет возникновение квазирегулярных землетрясений автоколебательным процессом движения блока на фронте лавового потока.

В различные периоды движения потока его смещение по механизму «stick–slip» на расстояние 0.6–4 см генерировало землетрясение режима «drumbeats» с энергетическим классом $4.0 < K < 7.0$.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

КФ ФИЦ ЕГС РАН	– Камчатский Филиал Федерального Исследовательского Центра Единая Геофизическая служба Российской Академии Наук;
РТСС	– радиотелеметрическая сейсмическая станция;
с/ст	– сейсмическая станция;
ПНВ	– пункт наблюдения на вулканах;
ПНВ–А	– пункт наблюдения на вулканах, автономный;
KZV	– сейсмическая станция «Кизимен»;
TUM	– сейсмическая станция «Тумрок»;
TUMD	– пункт наблюдения за вулканической активностью «Тумрок, источники»;
f_D	– частота возникновения землетрясений режима «drumbeats»;
\bar{f}_D	– среднесуточная частота возникновения землетрясений режима «drumbeats»;
T_D	– временной период между землетрясениями режима «drumbeats»;
СПМ	– спектральная плотность мощности;
A_{\max}	– максимальная амплитуда;
\bar{A}	– среднесуточная амплитуда;
$\lg M_0$	– логарифм сейсмического момента;
E	– энергия землетрясений;
M	– магнитуда;
M_L	– локальная магнитуда;
M_w	– моментная магнитуда;
M_c	– представительная магнитуда;
K_c	– представительный энергетический класс;
r_{xy}	– линейный коэффициент корреляции;
r_{corr}	– коэффициент корреляции;
\bar{r}	– среднесуточный коэффициент корреляции;
S_c	– смещение фронта лавового потока за сутки по сейсмическим данным;
S_2	– смещение фронта лавового потока за сутки;

InSAR	– including Interferometric Synthetic Aperture Radar;
UTC	– Coordinated Universal Time;
uT	– смещение фронта лавового потока в результате одного землетрясения;
D	– подвижка по разрыву;
b	– наклон графика повторяемости землетрясений;
σ_b	– среднеквадратичная ошибка параметра b ;
σ_r	– значение среднеквадратического отклонения для выборочного коэффициента корреляции;
AIC	– Akaike information criterion;
SNR	– Signal/noise ratio.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абубакиров И.Р., Павлов В.М. Определение тензора момента двойного диполя для землетрясений Камчатки по волновым формам региональных сейсмических станций // Физика Земли. 2021. №3. С. 45–62. <https://doi.org/10.31857/S0002333721030017>
2. Анищенко В.С., Вадивасова Т.Е., Стрелкова Г.И. Автоколебания динамических и стохастических систем и их математический образ – аттрактор // Нелинейная динамика. 2010. Т. 6. № 1. С. 107–126.
3. Арсеньев–Образцов С.С., Поздняков А.П. Применение метода радарной спутниковой интерферометрии INSAR для решения задач промысловой геологии и разработки нефтегазовых месторождений // Газовая промышленность. Геология и разработка месторождений. 2020. №3. С. 38–44.
4. Влодавец В.Н., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюл. вулканол. станций. 1957. № 25. С. 5–95.
5. Гарбузова В.Т., Соболевская О.В. Сейсмичность в районе вулкана Кизимен 1996 – 2007 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Материалы научно–технической конференции 12–16 ноября 2007 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: Издательство КФ ГС РАН, 2009. С. 64–68.
6. Гарбузова В.Т., Соболевская О.В. Сейсмическая активизация в районе вулкана Кизимен в 2008–2010 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы региональной конференции, посвящённой дню вулканолога, 30 марта – 1 апреля 2011 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: Издательство ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 14–19.
7. Гордеев Е.И., Кугаенко Ю.А., Чебров В.Н. Сейсмичность Кроноцкого полуострова // Вулканология и сейсмология. 1991. №3. С. 68–79.
8. Гордеев Е.И. Природа сейсмических сигналов на активных вулканах: Диссертация доктора физ–мат. наук. Петропавловск–Камчатский, 1997. 291 с.
9. Гордеев Е.И., Сенюков С.Л. Сейсмическая активизация вулкана Корякский в 1994 г.: гибридные сейсмические события и их применение для оценки вулканической опасности // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4–5. С. 112–126.
10. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Коровая сейсмичность Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск–Камчатский, 2004. С. 62–73.
11. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Мелкофокусные землетрясения п–ва Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. №3. С. 28–38.

12. Гордеев Е.И. Сейсмичность вулканов и контроль вулканической активности // Вулканизм и сейсмология. Вестник ДВО РАН. 2007. №2. С. 38–45.
13. Горшков Г.С. Сейсмические наблюдения в 1949 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1954а. № 21. С. 19–39.
14. Горшков Г.С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом кратера Былинкиной // Бюллетень вулканологических станций. 1954б. № 23. С. 33–37.
15. Горшков Г.С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений // Вопросы вулканизма: Труды первого Всесоюзного вулканологического совещания 23 сентября – 2 октября 1959 г. М.: АН СССР. 1962. С. 31–38.
16. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
17. Двигало В.Н., Мелекесцев И.В., Шевченко А.В. и др. Извержение 2010–2012 гг. вулкана Кизимен – самое продуктивное (по данным дистанционных наблюдений) на Камчатке в начале XXI века. Часть I. Этап 11.11.2010–11.12.2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 6. С. 3–21.
18. Дитмар К. Поездки и пребывание в Камчатке в 1851–1854 гг., часть I. Санкт–Петербург, 1901. 344 с.
19. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 3. С.22–34.
20. Дрознин В.А., Малик Н.А., Муравьев Я.Д. и др. Началось извержение вулкана Кизимен (Центральная Камчатка) // Вопросы географии Камчатки. 2011. № 13. С. 7–12.
21. Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего востока) / Под ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 448 с.
22. Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. 816 с.
23. Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 145 с.
24. Лушников, Б.В. Компьютерное моделирование динамики элемента сухого некулонова трения // Известия Самарского научного центра Российской Академии Наук. 2010. Т. 12. № 1. Вып. 2. С.439–444.
25. Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 261 с.
26. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. и др. Возраст и динамика формирования действующих вулканов Курило–Камчатской области // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1990. Т. 4. С. 17–31.

27. Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Волынец О.Н. Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент–Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 3–32.
28. Мельников Ю.Ю. Пакет программ для определения координат гипоцентров землетрясений Камчатски на ЭВМ // Вулканология и сейсмология. 1990. №5. С. 103–112.
29. Мельников Д.В., Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Извержение 2010–2011 гг. Камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого–геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 87–101.
30. Нуждина И.Н., Т.Ю. Кожевникова, С.Л. Толокнова и др. Каталог землетрясений вулкана Кизимен (N=2864) за 2010 г. // Землетрясения Северной Евразии, 2010 г. Обнинск: ГС РАН, 2016. Приложение на CD_ROM.
31. Нуждина И.Н., Т.Ю. Кожевникова, С.Л. Толокнова и др. Каталог землетрясений вулкана Кизимен за 2011 г. // Землетрясения Северной Евразии, 2011 год. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. Приложение на CD_ROM.
32. Нуждина И.Н., Т.Ю. Кожевникова, С.Л. Толокнова и др. Каталог землетрясений вулкана Кизимен за 2012 г. // Землетрясения Северной Евразии, 2012 год. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. Приложение на CD_ROM.
33. Овсянников А.А., Малик Н.А. Тейфра извержения вулкана Кизимен в декабре 2010 г – феврале 2011 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы региональной конференции 30 марта – 1 апреля 2011 г., г. Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 57–61.
34. Озеров А.Ю. К вопросу о механизмах базальтового–андезитобазальтового и андезитового–дацитового типов извержений // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XX региональной научной конференции, посвященной дню вулканолога, 30–31 марта 2017 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 70–73.
35. Пийп Б.И. Вулкан Кизимен // Бюллетень вулканологической станции. 1946. № 13. С. 22–32.
36. Сенюков С.Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными методами // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. 2004. С. 279–291.
37. Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др. Сейсмичность вулкана Кизимен // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Труды

- третьей научно–технической конференции, 9–15 октября 2011 г., г. Петропавловск–Камчатский. Обнинск: Геофизическая Служба РАН, 2011. С. 144–148.
38. Сенюков С.Л. Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке // Saarbrucken: LAP LAMBERTS Academic Publishing. 2013. 144 с.
39. Сенюков С.Л., Нуждина И.Н. Сейсмический мониторинг вулканов (2011) // Вулканы Камчатки. 2013. Глава VI. С. 463–476.
40. Сенюков С.Л., Нуждина И.Н. Сейсмический мониторинг вулканов (2012) // Вулканы Камчатки. 2014. Глава VI. С. 449–465.
41. Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы (1949–1963 гг.). М: Наука, 1966. 104 с.
42. Трусов С.В., Плечов П.Ю. Физико–химические параметры магматической камеры под вулканом Кизимен (Камчатка) // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмобразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило–Камчатской и Алеутской островных дуг, Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский, 2004. С. 180–183.
43. Фирстов П.П. Особенности акустических и сейсмических волн, сопровождавших извержение вулкана Безымянный в 1983–1985 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 81–97.
44. Фирстов П.П. Длинноволновые акустические возмущения – источник информации о сильных эксплозивных землетрясениях // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога 28–31 марта 2007 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский. 2007. С. 83–94.
45. Фирстов П.П., Махмудов Е.Р. Оценка количества пепла, выбрасываемого при сильных эксплозивных извержениях андезитовых вулканов на основании волновых возмущений в атмосфере // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Труды третьей научно–технической конференции, 9–15 октября 2011 г.: Петропавловск–Камчатский. Обнинск: «Геофизическая Служба РАН», 2011. С. 159–163.
46. Фирстов П.П., **Шакирова А.А.** Извержение вулкана Кизимен в 2009–2012 гг. и его проявление в сейсмических эффектах // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы конференции, посвящённой дню вулканолога, 29 – 30 марта 2012 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012а. С. 76–81.

47. Фирстов П.П., Шакирова А.А. Сейсмические эффекты, сопровождавшие извержение вулкана Кизимен в 2009–2012 гг. (Камчатка) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы седьмой международной сейсмологической школы 9–14 сентября 2012 г., пос. Нарочь, Республика Беларусь. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2012б. С. 312–318.
48. Фирстов П.П., Шакирова А.А. Сейсмичность района вулкана Кизимен (Камчатка), предвещающая и сопровождающая извержение вулкана в 2010–2012 гг., и ее связь с региональной тектоникой // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: сб. трудов четвертой научно–технической конференции, 29 сентября – 5 октября 2013 г., Петропавловск–Камчатский. Обнинск: Геофизическая Служба РАН, 2013. С. 407–411.
49. Фирстов П.П., Шакирова А.А. Особенности сейсмичности в период подготовки и в процессе извержения вулкана Кизимен (Камчатка) в 2009–2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 3–20. <https://doi.org/10.7868/S0203030614040026>
50. Фирстов П.П., Шакирова А.А., Арбугаева О.В. Активность вулкана Кизимен в период май 2012 г. – март 2013 г. по сейсмическим данным и видеонаблюдениям // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы региональной научной конференции, посвящённой дню вулканолога, 29 – 30 марта 2013 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. 345 с.
51. Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961–1962 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 9. С. 1360–1375.
52. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило–Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.
53. Федотов С.А., Горельчик В.И., Зобин В.М., Степанов В.В., Чубарова О.С., Широков В.А. Сейсмологические данные о механизме и развитии извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976. М.: Наука. 1984. С. 389–448.
54. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке. Современное состояние (2011 г.) // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50–летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск–Камчатский: Холд. Комп. «Новая книга». 2012а. Глава 2. С. 36–66.
55. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. и др. Развитие системы комплексного инструментального мониторинга вулканов Дальневосточного региона // Сейсмические приборы. 2012б. Т.48. №4. С. 40–54.

56. Чурикова Т.Г., Иванов Б.В., Айкельбергер Дж. и др. Зональность по макро и микроэлементам в плагиоклазе вулкана Кизимен (Камчатка) применительно к процессам в магматическом очаге // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 27–47.
57. **Шакирова А.А.** Режим «drumbeats» во время извержения вулкана Кизимен в 2011 г. // Исследования в области наук о Земле: Материалы IX региональной молодежной научной конференции 1–2 декабря 2011 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 201–212.
58. **Шакирова А.А.**, Кожевникова Т.Ю. Анализ смещения гипоцентров землетрясений в районе вулкана Кизимен с использованием различных методов в 2009–2011гг. // Природная среда Камчатки: Материалы X региональной молодежной конференции 12–13 апреля 2011 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 195–206.
59. **Шакирова А.А.** Движение лавового потока вулкана Кизимен как генератор режима «drumbeats» // Исследования в области наук о Земле: Материалы X региональной молодежной научной конференции 28–29 ноября 2012 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский. 2012. С. 127–139.
60. **Шакирова А.А.** Опыт применения выносных станций для создания удаленных локальных сетей с целью улучшения качества обработки сейсмических событий на примере ПНВ–А «TUMD» в районе вулкана Кизимен, Камчатка // XV Уральская молодежная научная школа по геофизике: сб. трудов конференции, 24–29 марта 2014, г. Екатеринбург. Екатеринбург: Институт геофизика им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, 2016. С. 242–245.
61. **Шакирова А.А.**, Ящук В.В., Фирстов П.П. Применение выносных радиотелеметрических сейсмических каналов для создания локальных сетей на примере ПНВ–А «TUMD» в районе вулкана Кизимен, Камчатка // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы региональной научной конференции, посвященной дню вулканолога, 27 – 28 марта 2014 г., Петропавловск–Камчатский. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 251–256.
62. **Шакирова А.А.**, Фирстов П.П. Сейсмический режим «drumbeats», обусловленный движением вязкого лавового потока при извержении вулкана Кизимен в 2011 г. // Российский сейсмологический журнал. 2019. Т. 1. № 1. С. 67–74. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2019.1.06>
63. **Шакирова А.А.**, Фирстов П.П., Лемзиков М.В. Один из возможных механизмов генерации сейсмического режима «drumbeats» при движении по склону вязких лавовых потоков на примере извержения вулкана Кизимен в сентябре 2011 г. // Российский

- сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 3. С. 43–56. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.3.04>
64. **Шакирова А.А.**, Фирстов П.П., Паровик Р.И. Феноменологическая модель генерации сейсмического режима «drumbeats» при движении по склону вязкого лавового потока вулкана Кизимен в 2011 – 2012 гг. // Вестник КРАУНЦ. Физико–математические науки. 2020. № 4. Т. 33. С. 86–101. <https://doi.org/10.26117/2079-6641-2020-33-4-86-101>
65. **Шакирова А.А.**, Загодевкин И.А., Фирстов П.П. Особенности мультиплетов землетрясений режима «drumbeats», зарегистрированных во время извержения в Кизимен в 2010–2013 гг. // Труды Восьмой Всероссийской научно–технической конференции с международным участием. Петропавловск–Камчатский. 26 сентября–2 октября 2021 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. Петропавловск–Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 323–327.
66. Шанцер А.Е. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. Известия АН СССР. Серия геологическая. 1966. № 9. С. 73–82.
67. Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен // Бюллетень вулканологических станций на Камчатке. М.: Наука. 1973. № 49. С. 29–35.
68. Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. и др. Вулкан Кизимен // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука. 1991. Т. 2. С. 18–23.
69. WinПОС пакет обработки сигналов: руководство программиста. Мытищи: НПП «Мера». 2010. 80 с.
70. Aki K. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits // Bulletin of Earthquake Research Institute. 1965. V. 43. P. 237– 239.
71. Amtrano D. Brittle–ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b value // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 2003. V.108. Is. B1. P. <https://doi.org/10.1029/2001JB000680>
72. Arciniega–Ceballos Alejandra, Chouet B. A., Dawson P. Very long–period signals associated with Vulcanian Explosions at Popocatepetl Volcano, Mexico // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26. Is. 19. P. 3013–3016. <https://doi.org/10.1029/1999GL005390>
73. Auer A., Belousov A., Belousova M. Deposits, petrology and mechanism of the 2010–2013 eruption of Kizimen volcano in Kamchatka, Russia // Bulletin of volcanology. 2018. V.80. № 4. P. 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1199-z>
74. Bahr D.B., Rundle John B. Stick-slip statistical mechanics at the bed of a glacier // Geophysical Research Letters. 1996. V. 23. Iss. 16. P. 2073–2076. <https://doi.org/10.1029/96GL02069>

75. Bogoyavlenskaya G.E., Braitseva O.A., Melekestsev I.V. et al. Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St.Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes // *Journal of Geodynamics*. 1985. № 3. P.189–218.
76. Bell A. F., Hernandez S., Gaunt H.E. et al. The rise and fall of periodic «drumbeat» seismicity at Tungurahua volcano, Ecuador // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 475. P. 58–70.
77. Bull K.F., Anderson S.W., Diefenbach A.K. et al. Emplacement of the final lava dome of the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. V. 259. P. 334–348.
78. Buurman H., West M.E. Seismic Precursors to Volcanic Explosions during the 2006 Eruption of Augustine Volcano // *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 2010. V. 1769. Ch. 2. 17p.
79. Buurman H., West M.E., Thompson G. The seismicity of the 2009 Redoubt eruption // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. V. 259. P. 16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.04.024>
80. Cannata A., Diliberto I.S., Alparone S., Gambino S. et al. Multiparametric Approach in Investigating Volcano–Hydrothermal Systems: the Case Study of Vulcano (Aeolian Islands, Italy) // *Pure and Applied Geophysics*. 2012. V. 169. P. 167–182. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0297-z>
81. Carlisle C.J. Pattern recognition in earthquake swarms from the 2009 eruption of Redoubt volcano, Alaska // A thesis submitted in partial fulfillment of the degree of Master of Science in Geophysics. Boise: Boise State University. 2013. 82 p.
82. Chaussard E., Amelung F., Aoki Y. Characterization of open and closed volcanic systems in Indonesia and Mexico using InSAR time series // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 3957–3969. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50288>
83. Chouet B. A. Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting // *Nature*. 1996. V. 380. P. 309 – 316.
84. Cornelius R.R., Voight B. Seismological aspects of the 1989–1990 eruption at Redoubt Volcano, Alaska: the Materials Failure Forecast Method with RSAM and SSAM seismic data // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1994. V. 62. P. 469–498. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90048-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90048-5)
85. Droznin, D.V., Shapiro N.M., Droznina S. Ya., Senyukov S.L., Chebrov V.N., Gordeev E.I. Detecting and locating volcanic tremors on the Klyuchevskoy group of volcanoes (Kamchatka) based on correlations of continuous seismic records // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 203. Iss. 2. P. 1001–1010. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv342>

86. Ekstrom G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid–moment tensors for 13,017 earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. V. 200–201. P. 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
87. Endo E.T., Malone S.D., Nosen L.L. et al. Locations, magnitudes, and statistics of the March 20–May 18 earthquake sequence // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1981. V. 1250. P. 93–107.
88. Fischer U. H., Clarke G. K. C. Stick–slip sliding behaviour at the base of a glacier // *Annals of Glaciology*. 1997. V. 24. P. 390–396. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012490>
89. Fremont M., Malone S.D. High precision relative location of earthquakes at Mount St. Helens, Washington // *Journal of Geophysical Research*. 1987. V. 92. P. 10223–10236.
90. Garcia A.A., Kumagai H., Samaniego P. et al. Seismic, petrologic, and geodetic analyses of the 1999 dome–forming eruption of Guagua Pichincha volcano, Ecuador // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2007. V. 161. P. 333–351. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.007>
91. Gomez D.M., Torres R.A., Seidl D. et al. Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: A summary and new information from broadband three–component measurements // *Annals of Geophysics*. 1999. V. 42. P. 365–378.
92. Green D. N., Neuberg J. Waveform classification of volcanic low-frequency earthquake swarms and its implication at Soufriere Hills Volcano, Montserrat // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 153. P. 51–63.
93. Gutenberg B., Richter C.F. Frequency of Earthquakes in California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1944. V. 34. P. 185–188.
94. Hall M. L., Robin C., Beate B., Mothes P. et al. Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. V. 91. P.1–21.
95. Harrington R.M., Brodsky E.E. Volcanic Hybrid Earthquakes that are Brittle Failure Events // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. Iss. 6. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL028714>
96. Harris A.J.L. Rowland S.K. Lava Flows and Rheology // *The Encyclopedia of Volcanoes*. 2015. Part III. Ch.17. P. 321–342.
97. Harris A.J.L., Rowland S.K., Villeneuve N. et al. Pāhoehoe, ‘a‘ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature // *Bull Volcanol.* 2017. Ch. 17. P. 2–34. <https://doi.org/10.1007/s00445–016–1075–7>
98. Horton S.P., Norris R.D., Moran S.C. Broadband characteristics of earthquakes recorded during a dome–building eruption at Mount St. Helens, Wasington, between October 2004 and May

- 2005 // A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004–2006. U.S. Geological Survey Professional Paper. 2008. Ch. 5. P. 97–110.
99. Iverson M.R., Dzurisin D., Gardner C.A. et al. Dynamics of seismogenetic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004–2005 // *Nature*. 2006. V. 444. P. 439–443. <https://doi.org/10.1038/nature05322>
100. Ji L., Lu Z., Dzurisin D., Senyukov S. Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.011>
101. Lees M.J., Johnson B.J., Ruiz M., Troncoso L. et al. // Reventador Volcano 2005: Eruptive activity inferred from seismo-acoustic observation // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 176. Iss. 1. P. 179–190.
102. Lei X., Li S., Liu L. Seismic b-value for foreshock AE events preceding repeated stick-slips of pre-cut faults in granite // *Applied Sciences*. 2018. V. 8. P. 1–10. <https://doi.org/10.3390/app8122361>.
103. Massinai M.A., Harimei B., Agustiwati A., Massinai M.F.I. Seismicity analysis Sulawesi North Arm based on B-Values // *Journal of Physics: Conference Series*. 2019. V. 1341. P. 1–6. doi:10.1088/1742-6596/1341/8/082032
104. Matoza R.S., Garcés M. A., Chouet B. A. et al. The source of infrasound associated with long-period events at Mount St. Helens // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114. P. 1–38. <https://doi.org/10.1029/2008JB006128>
105. Matoza R.S., Chouet B. A. Subevents of long-period seismicity: Implications for hydrothermal dynamics during the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 115. Iss. B12. P. 1–26. <https://doi:10.1029/2010JB007839>
106. McNutt S.R. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state-of-the-art and case histories // *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Eds. R. Scarpa and R. Tilling. Berlin: Springer. 1996. P. 99–146.
107. Miller T.P., McGimsey R.G., Richter D.H. et al. Catalog of the historically active volcanoes of Alaska // U.S. Geological Survey Open-File Report 98-582, 1998a. 104p.
108. Miller A.D., Stewart R.C., White R.A. et al. Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat // *Geophysical research letters*, 1998b. V. 25. № 18. P. 3401–3404.
109. Milluzzo V., Cannata A., Alparone S., Gambino S. et al. Tornillos at Vulcano: Clues to the dynamics of the hydrothermal system // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 198 P. 377–393. <https://doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.09.022>

110. Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruption. Part 1 // *Bulletin of the Earthquake Research Institute*. 1960. V.38. P. 497–544.
111. Moran S.C., McChesney P.J., Lockhart A.B. Seismicity and Infrasound Associated with Explosions at Mount St. Helens, 2004–2005 // *A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004–2006*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 2008a. Ch. 6. P. 111–127.
112. Moran S.C., Malone S.D., Qamar A.I. et al. Seismicity associated with renewed Dome–Building at Mount St. Helens, 2004–2005 // *A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004–2006*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 2008b. Ch. 2. P. 27–60.
113. Munoz L., Roehl D. An Analytical Solution for Displacements due to Reservoir Compaction under Arbitrary Pressure Changes // *Applied Mathematical Modelling*. 2017. V. 52. P. 145–159. <https://doi:10.1016/j.apm.2017.06.023>
114. Murphy M.D., Sparks R.S., Barclay J. et al. Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. № 1. P. 21–42. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.1.21>
115. Neuberg J.W., Tuffen H., Collier L. et al. The trigger mechanism of low–frequency earthquakes on Montserrat // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 153. P. 37–50.
116. Ottemoller L. Seismic hybrid swarm precursory to a major lava dome collapse: 9–12 July 2003, Soufriere Hills Volcano, Montserrat // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 177. P. 903–910.
117. Otsuki K., Monzawa N., Nagase T. Fluidization and melting of fault gouge during seismic slip: Identification in the Nojima fault zone and implications for focal earthquake mechanisms // *Journal of geophysical research*. 2003. V. 108. № B4, 2192. P. 1–18. <https://doi:10.1029/2001JB001711>
118. Petersen T. Swarms of repeating long-period earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2007. V. 166. P. 177–192.
119. Power J.A., Lahr J.C., Page R.A. et al. Seismic evolution of the 1989–1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1994. V. 62. P. 69–94. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90029-9)
120. Power J., Ketner D. Characterization of seismic events during the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013a. V. 259. Iss. 1. P. 45–62. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.007>
121. Power J.A., Stihler S.D., Chouet B.A. et al. Seismic observations of Redoubt Volcano, Alaska — 1989–2010 and a conceptual model of the Redoubt magmatic system // *Journal of*

- Volcanology and Geothermal Research. 2013b. V. 259. P. 31–44.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.09.014>
122. Robertson R.E.A., Aspinall W.P., Herd R.A. et al. The 1995–1998 eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2000. P. 1619–1637.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0607>
123. Rowe C.A., Thurber C.H., White R.A. Dome growth behavior at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, revealed by relocation of volcanic event swarms, 1995–1996 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 134. Iss. 3. P. 199–221.
124. Rydelek P. A., Sacks I. S. Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity // *Nature*. 1989. V.337. P. 251–253.
125. Scholz C. H. The frequency–magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1968. V. 58. № 1. P. 399–415.
126. Scholz C. H. On the stress dependence of the earthquake b value // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42. Is. 5. P. 1399–1402. <https://doi.org/10.1002/2014GL062863>
127. **Shakirova A.**, Firstov P. Observation of the seismic mode «drumbeats» on volcanoes of the world and Kizimen volcano (Russia) // *E3S Web Conf*. 2019. V. 127. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/201912703004>
128. **Shakirova A.**, Firstov P. Features of the Kizimen volcano area seismicity prior to and during the 2010–2013 eruption // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2022. V. 421. P. 1–8.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107420>
129. Sherrod D. R., Scott W. E., Stauffer P. H. A volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004–2006 // *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 2008. 856 p.
130. Shi Y., Bolt B. A. The standard error of the magnitude–frequency b value // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1982. V.72. Iss. 5. P. 1677–1687.
131. Sparks R.S.J., Young S.R., Barclay J. et al. Magma production and growth of the lava dome of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies: November 1995 to December 1997 // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 18. P. 3421–3424.
<https://doi.org/10.1029/98GL00639>
132. Sparks R.S.J., Young S.R. The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat (1995–1999): overview of scientific result // *Geological Society. London. Memoirs*. 2002. Iss. 21. P. 45–69.
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.03>

133. Stephens C.D., Chouet B.A. Evolution of the December 14, 1989 precursory long-period event swarm at Redoubt Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2001. V. 109. P. 133–148.
134. Sumiejski L., Thurber C., DeShon H.R. Location of eruption-related earthquake clusters at Augustine Volcano, Alaska, using station-pair differential times // *Geophysical Journal International*. 2009. V. 176. P. 1017–1022.
135. Syracuse M.E., Thurber C.H., Power J.A. The Augustine magmatic system as revealed by seismic tomography and relocated earthquake hypocenters from 1994 through 2009 // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116. Iss. B9. P. 1–11.
136. Swanson D.A., Holcomb D.A. Regularities in Growth of the Mount St. Helens Dacite Dome, 1980–1986 // *IAVCEI Proceedings in Volcanology book series*. 1990. V.2. P. 3–24.
137. Tibaldi A., Corazzato C., Kozhurin A., Lagmay A.F.M., Pasquarè F.A., Ponomareva V.V., Rust D., Tormey D., Vezzoli L. Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion // *Global and Planetary Change*. 2008. V. 61. P. 151–174. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.014>
138. Uchida N., Sakai T. Analysis of peculiar volcanic earthquakes at Satsuma–Iojima volcano // *Earth Planets Space*. 2002. V.54. P. 197–209.
139. White R.A., Miller A.D., Lynch L. et al. Observations of hybrid seismic events at Soufriere Hills Volcano, Montserrat: July 1995 to September 1996 // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 19. P. 3657–3660. <https://doi.org/10.1029/98GL02427>
140. Wiemer S., McNutt S. R. Variations in the frequency–magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska // *Geophysical research letters*. 1997. V. 24. № 2. P. 189–192.
141. Weimer S. A software package to analyze seismicity: ZMAP // *Seism. Res. Lett.* 2001. V. 72. №2. P. 374–383.
142. Wyss M. Towards a Physical Understanding of the Earthquake Frequency Distribution // *Geophysical Journal International*. 1973. V. 31. P. 341–359.
143. Wyss M., Shimazaki K., Wiemer S. Mapping active magma chambers by b values beneath the off–Ito volcano, Japan // *Journal Geophysical Research*. 1997. V.102. P. 20413–20422.
144. Wyss M., Wiemer S., Zuniga F.R. ZMAP a Tool for Analyses of Seismicity Patterns. Typical Applications and Uses: A Cookbook. 2001. 64 p.
145. Zavodevkin I., **Shakirova A.**, Firstov P. DrumCorr program for selecting volcanic earthquake multiplets based on cross–correlation analysis // *Journal of Physics: Conference Series*. 2021. V. 2094. P. 1–8. <https://doi:10.1088/1742-6596/2094/3/032048>

- 146.Zobin V.M. Introduction to volcanic seismology. Elsevier, 2003. First edition. V.6. 302 p.
- 147.Zobin V.M. Introduction to volcanic seismology. Elsevier: London, 2012. Second edition. 474p.
- 148.Zobin V.M. Introduction to volcanic seismology. Elsevier: Amsterdam, 2017. Third edition. 559p.
- 149.Zuniga F.R., Wyss M. Most- and Least-Likely Locations of Large to Great Earthquakes along the Pacific Coast of Mexico Estimated from Local Recurrence Times Based on b-Values // Bulletin of the Seismological Society of America. 2001. V. 91. P. 1717-1728.

Приложения

Приложение А. Сравнительная характеристика сейсмических режимов «drumbeats», зарегистрированных при извержении вулканов мира.

Вулкан	Дата извержения	Тип землетрясений	t, c	M	$f, Гц$	$H, км$	Особенность	Механизм
Кизимен	2010–2013 г.	Длиннопериодные	14–400	< 2	1.4–5.6	–1.9 – 0.9	С увеличением частоты следования землетрясений их амплитуда снижалась, и наоборот. Смещение $D = 0.6–4$ см; 0.05–0.47 см.	При движении лавового потока возникает автоколебательный процесс с механизмом «stick–slip» в его фронтальной части.
		Гибридные			0.8–5, 6.2–7.1			
Пичинча	8–25 сентября 1999 г.	Гибридные и длиннопериодные	–	–	–	1–3	Рои землетрясений заканчивались эксплозией. Установлена корреляция между роями и деформацией грунта.	Механизм – изменение давления в постройке вулкана, вызванное циклическим выжиманием лавового купола.
Ревентадор	август–сентябрь 2005 г.	–	32 ± 6	–	–	–	Эксплозивная активность снижалась в периоды «drumbeats». Возможно, рост экструзии подавлял дегазацию.	Относительно быстрый приток магмы, который привел к усилению дегазации.
Редрут	декабрь 1989 г.	Длиннопериодные	12–20	< 1.7	~2	–	Три роевых последовательности предшествовали эксплозиям.	Квазирегулярные землетрясения возникли в результате быстрого потока пара в результате перепада давления из-за связи магматического очага с гидротермальной системой.
	2009 г.	Гибридные	40–120		1–7, пик 2.5			
Августин	2005–2006 г.	Длиннопериодные и гибридные	–	–	1–2	В постройке вулкана, –0.5	Рой гибридных землетрясений предшествовал двум первым эксплозиям в январе. Гипоцентры смещались вверх, ближе к кратеру вулкана, это является прямым доказательством того, что сейсмичность вызвана подъемом магмы к поверхности	Длиннопериодные землетрясения являются результатом движения магматических жидкостей, поднимающихся из магматического очага; гибридные землетрясения происходят за счет взаимодействия между внедряющейся магмой, содержащей флюиды и вмещающими породами вулкана.

Продолжение Приложения А.

Сент-Хеленс	октябрь 2004–май 2005 г.	Гибридные и длиннопериодные	3–300	≤ 2	4–10, кода 1	В постройке вулкана, –1	Экструзия была сильно дегазирована, соответственно вязкость магмы была значительной, на этом основана модель генерации землетрясений «drumbeats». Число землетрясений в мультиплетах после извержений значительно снижалось. Смещение $D = 0.5$ см.	Два механизма: 1) Источник землетрясений – резонирующий участок магматического канала шириной несколько десятков метров и длиной несколько сотен метров; 2) прерывистое скольжение «stick-slip», возникающее на границе выжимаемого экструзивного купола и вмещающих пород.
	1984 г.	Длиннопериодные	–	–	<5	В объеме 30 м в диаметре под куполом лавы	Число землетрясений в мультиплетах после извержений значительно снижалось.	
Суфриере-Хиллс	август 1995–август 1996 г.	Длиннопериодные	Сек – десят ки мин	–	1–2.6	В постройке вулкана, –1.9 – –1.5	–	Более глубокий источник давления периодически действует на основание экструзии, вызывая ее движение вверх за счет изменения давления.
		Гибридные	20	< 0.3	~1.5–3.3, 8			
Тунгурауа	9 апреля 2015 г.	Длиннопериодные	32–74	1–1.5	~1–6, пик 3	–2 – 6	Увеличение амплитуды при увеличении частоты регистрации землетрясений; отсутствие лавы в кратере вулкана.	Режим генерируется за счет движения потока флюида/газов в сети резонирующих трещин, которые возникают перед фронтом постепенно поднимающейся магмы.

Примечание: t – временной период между землетрясениями; M – магнитуда; f – частота землетрясений; H – глубина землетрясений.

Приложение Б. Параметры гипоцентров землетрясений режима «drumbeats» за период 4.09–7.09.2011 г.

№	дата	время	координаты		Н	К
1	04.09.2011	0:05	55.136	160.362	-1.20	4.5
2	04.09.2011	1:40	55.124	160.372	-1.20	5.3
3	04.09.2011	9:01	55.134	160.345	-1.20	5.8
4	04.09.2011	9:39	55.127	160.371	-1.20	5.2
5	04.09.2011	19:22	55.135	160.365	-1.20	5.4
6	04.09.2011	21:09	55.129	160.367	-1.20	5.5
7	05.09.2011	1:02	55.13	160.350	-1.30	5.0
8	05.09.2011	1:16	55.120	160.360	-1.30	5.5
9	05.09.2011	1:28	55.13	160.350	-1.30	5.3
10	05.09.2011	1:54	55.13	160.350	-1.40	5.0
11	05.09.2011	2:00	55.13	160.350	-1.20	4.5
12	05.09.2011	5:24	55.13	160.361	-1.10	5.3
13	05.09.2011	14:12	55.124	160.369	-1.20	5.8
14	05.09.2011	15:20	55.133	160.36	-1.10	5.4
15	05.09.2011	18:28	55.127	160.369	-1.20	5.7
16	05.09.2011	19:11	55.127	160.369	-1.30	6.3
17	05.09.2011	20:57	55.133	160.361	-1.10	5.2
18	05.09.2011	0:07	55.126	160.366	-1.20	5.4
19	05.09.2011	0:47	55.133	160.362	-1.20	5.6
20	05.09.2011	2:33	55.130	160.370	-1.20	6.0
21	05.09.2011	3:48	55.129	160.368	-1.20	5.7
22	05.09.2011	4:09	55.130	160.370	-1.20	5.9
23	05.09.2011	4:37	55.130	160.369	-0.60	6.0
24	05.09.2011	5:42	55.126	160.373	-1.20	5.9
25	05.09.2011	6:41	55.130	160.367	-2.00	6.0
26	05.09.2011	9:02	55.129	160.368	-1.20	6.2
27	05.09.2011	10:45	55.126	160.370	-1.50	6.0
28	05.09.2011	12:46	55.124	160.374	-1.20	6.2
29	05.09.2011	15:06	55.131	160.364	-1.30	6.0
30	05.09.2011	17:05	55.126	160.369	-2.00	5.6
31	05.09.2011	17:09	55.131	160.366	-1.00	6.1
32	05.09.2011	19:55	55.128	160.368	-1.60	5.8
33	05.09.2011	20:37	55.126	160.369	-1.50	6.2
34	05.09.2011	21:49	55.128	160.367	-1.20	5.9
35	05.09.2011	22:59	55.128	160.368	-0.80	6.0
36	05.09.2011	23:50	55.129	160.367	-1.30	5.9
37	06.09.2011	0:10	55.133	160.359	-1.10	5.6
38	06.09.2011	0:50	55.126	160.368	-1.30	6.3
39	06.09.2011	1:58	55.128	160.362	-1.10	5.7
40	06.09.2011	3:36	55.127	160.366	-1.70	6.3

Продолжение Приложения Б.

41	06.09.2011	4:19	55.129	160.359	-2.00	5.5
42	06.09.2011	4:36	55.130	160.365	-1.20	5.9
43	06.09.2011	4:50	55.131	160.365	-1.20	6.1
44	06.09.2011	8:18	55.127	160.368	-0.90	6.1
45	06.09.2011	8:20	55.124	160.372	-1.20	5.8
46	06.09.2011	11:00	55.134	160.355	-1.00	5.4
47	06.09.2011	14:48	55.132	160.366	-1.20	6.1
48	06.09.2011	18:25	55.129	160.366	-1.60	5.7
49	07.09.2011	0:26	55.132	160.364	-1.20	5.6
50	07.09.2011	1:56	55.132	160.361	-1.20	5.6
51	07.09.2011	1:58	55.125	160.369	-1.10	6.1
52	07.09.2011	3:01	55.135	160.363	-0.90	5.8
53	07.09.2011	3:04	55.126	160.369	-1.20	6.2
54	07.09.2011	4:45	55.130	160.365	-1.00	5.9
55	07.09.2011	10:20	55.126	160.368	-1.20	6.2
56	07.09.2011	18:45	55.129	160.368	-1.20	5.8
57	07.09.2011	20:56	55.129	160.369	-1.20	5.7
58	07.09.2011	21:20	55.135	160.361	-1.00	5.9
59	07.09.2011	22:47	55.130	160.365	-2.00	6.1
60	07.09.2011	23:28	55.129	160.366	-1.00	6.0