Автономная некоммерческая образовательная организация высшего образования «Сколковский институт науки и технологий»

На правах рукописи

Бережнев Ярослав Максимович

Выявление активных гидротермальных и магматических процессов на базе комплексного анализа сейсмических данных на примере Мутновского вулкана (Камчатка)

Специальность: 1.6.9. Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Кулаков Иван Юрьевич –
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН

Москва - 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ ... 6
Актуальность темы исследования ... 6
Цель и задачи исследования ... 7
Научная новизна и практическая значимость работы ... 7
Положения, выносимые на защиту ... 8
Публикации по теме диссертации ... 9
Тезисы конференций ... 10
Апробация работы ... 11
Вклад автора ... 12
Структура диссертации ... 12
Благодарности ... 12
ГЛАВА 1. ПРОЦЕССЫ В МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В НЕПРЕРЫВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЯХ ... 14
1.1 Структура магма-гидротермальных систем активных вулканов ... 14
1.2 Процессы в вулканических системах, проявляющиеся в сейсмических данных ... 15
1.3 Эксплозивные процессы в магма-гидротермальных системах ... 17
ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ДЛИННО-ПЕРИОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И ИЗМЕНЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ НА АКТИВНЫХ ВУЛКАНАХ ... 21
2.1 Анализ длинно-периодной сейсмичности ... 21
2.1.1 Длинно-периодная вулканическая сейсмичность ... 21
2.1.1.1 Характерные особенности сигналов ... 21
2.1.1.2 Возможные механизмы генерации длинно-периодных сигналов ... 23
2.1.1.3 Методы анализа длинно-периодной сейсмичности ... 27
2.1.2 Ковариационный анализ сейсмических записей ... 30
2.1.2.1 Матрица ковариации сейсмической сети и её свойства ... 30
2.1.2.2 Локация источников сигнала в пространстве ... 33
2.1.2.3 Классификация сигналов и детекция тремора ... 35

2.1.2.4 Кластеризация источников тремора 35

2.1.3 Непрерывный тремор во время эпизода дегазации вулкана на примере вулкана Горелый в 2013 году 36

2.1.3.1 Вулкан Горелый и эпизод интенсивной дегазации в 2013 году 36

2.1.3.2 Сейсмические данные и их обработка 37

2.1.3.3 Результаты и их обсуждение 40

2.2. Анализ изменений сейсмических скоростей 44

2.2.1 Изменения сейсмических скоростей горных пород на активных вулканах 44

2.2.1.1 Связь сейсмических скоростей, напряженно-деформированного состояния и флюидонасыщенности горных пород 44

2.2.1.2 Процессы, влияющие на временные изменения сейсмических скоростей на активных вулканах 46

2.2.1.3 Выявление изменений сейсмических скоростей с помощью анализа повторяющихся сигналов 48

2.2.2 Кросс-корреляция сейсмического шума и методы её вычисления 49

2.2.2.1 Кросс-корреляция сейсмического шума и её свойства 49

2.2.2.2 Построение кросс-корреляционных функций 50

2.2.3 Выявление изменений сейсмических скоростей по кода-волнам 51

2.2.3.1 Кода-волновая интерферометрия 51

2.2.3.2 Методы оценки изменений сейсмических скоростей по кросс-корреляциям сейсмического шума 52

2.2.3.3 Кросс-спектральный анализ в скользящем окне и его модификация для мультикомпонентных измерений 54

2.2.3.4 Методы оценки временных изменений сейсмических скоростей 57

2.2.3.5 Оценка временных изменений сейсмических скоростей без использования эталонного сигнала 57

2.2.3.6 Локализация изменений сейсмических скоростей в пространстве 60

2.2.4 Моделирование изменений сейсмических скоростей, вызванных перераспределением давления 61

2.2.5 Изменения сейсмических скоростей во время подготовки к эксплозивному извержению на примере вулкана Безымянный в 2017 году ... 65
2.2.5.1 Вулкан Безымянный и его эксплозивное извержение 20 декабря 2017 года ... 65
2.2.5.2 Сейсмические данные и их обработка ... 66
2.2.5.3 Результаты и их обсуждение ... 68
2.2.6 Влияние метеорологических условий на изменения сейсмических скоростей на примере активности вулкана Эбеко летом 2021 года ... 71
2.2.6.1 Вулкан Эбеко и его активность в июле-августе 2021 года ... 71
2.2.6.2 Сейсмические данные и их обработка ... 72
2.2.6.3 Результаты и их обсуждение ... 74
ГЛАВА 3. КОМПЛЕСКНЫЙ АНАЛИЗ МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ МУТНОВСКОГО ВУЛКАНА В 2023-2024 ГГ. ... 77
3.1 Магма-гидротермальная система вулкана Мутновский ... 77
3.1.1 Геологическое строение Мутновского вулканического комплекса ... 77
3.1.2 Мутновское месторождение парогидротерм ... 78
3.1.3 Гидротермальные взрывы на Мутновском месторождении парогидротерм ... 79
3.1.4 Геофизический мониторинг вулкана Мутновский ... 80
3.2. Сейсмические и прочие наблюдения на Мутновском вулкане в 2023-2024 гг. ... 80
3.2.1 Сейсмические данные ... 80
3.2.2 Спутниковые изображения и прочие наблюдения ... 82
3.3 Анализ сейсмовулканического тремора ... 84
3.3.1 Ковариационный и спектральный анализ сейсмических записей ... 84
3.3.2 Результаты и их обсуждение ... 86
3.4 Анализ изменений сейсмических скоростей ... 92
3.4.1 Построение кросс-корреляций ... 92
3.4.2 Определение временных изменений сейсмических скоростей ... 93
3.4.2 Учёт сезонного тренда изменений сейсмических скоростей ... 95
3.4.3 Локация изменений сейсмических скоростей в пространстве ... 98

3.4.4 Результаты оценки изменений сейсмических скоростей и их обсуждение 101

3.4.5 Моделирование изменений сейсмических скоростей, вызванных перераспределением давления 103

3.5 Концептуальная модель функционирования магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский в январе-марте 2024 года 108

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 111

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ 113

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ 114

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Магма-гидротермальные системы активных вулканов – это сложные геологические объекты, для которых характерны быстрые изменения напряженно-деформированного состояния среды и механических сво÷йств горных пород под действием как внешних факторов, так и внутренних процессов миграции и преобразования вещества. В то время как вулканические извержения представляют серьёзную опасность для авиасообщения, окружающего населения и инфраструктуры, гидротермальные системы, связанные с активными вулканами, представляют собой активно осваиваемый источник геотермальной энергии. На активных вулканах геофизический мониторинг, в особенности сейсмологический, сфокусирован на процессе подготовки и реализации извержений ввиду масштаба их угрозы. Процессы же, протекающие в гидротермальных системах, остаются менее изученными, хотя некоторые из них могут представлять серьёзную угрозу для эксплуатации геотермальных электростанций и безопасности персонала. Среди них наиболее опасными являются гидротермальные взрывы – спонтанные выбросы пароводяной смеси, выносящие грунт и обломки на расстояния до нескольких сотен метров. Несмотря на распространённость таких взрывов, процессы их протекания и предвестники остаются слабо изученными.

На Камчатском полуострове в 70 км от г. Петропавловск-Камчатский расположен активный вулкан Мутновский, производящий практически непрерывную газовую эмиссию и периодические извержения. К данному вулкану приурочено активно разрабатываемое Мутновское месторождение парогидротерм, питающее Мутновскую и Верхне-Мутновскую геотермальные электростанции, суммарно обеспечивающие до 20-30% электроэнергии Камчатского края и обладающие значительным потенциалом для расширения её добычи. В то же время вблизи Мутновской станции на одной из заброшенных скважин с 2001 г. периодически происходят гидротермальные взрывы и выбросы, природа которых до сих пор изучена недостаточно.

До сентября 2024 г. непосредственно на склонах Мутновского функционировала только одна мониторинговая сейсмическая станция Камчатского Филиала Геофизической Службы Российской Академии Наук, а ближайшие 3 станции находились на расстоянии от 7 до 20 км, что значительно затрудняло обнаружение и детальное изучение сейсмических эффектов, связанных с магматическими и гидротермальными процессами в вулканической системе. В 2023-2024 гг. в окрестностях вулканов Горелый и Мутновский была установлена обширная временная сейсмическая сеть (до 65 одновременно функционировавших станций). В течение периода

наблюдений, в феврале - марте 2024 года произошла гидротермальная активизация на Мутновском геотермальном месторождении, сопровождавшаяся серией выбросов на заброшенной скважине №22, что позволило детально исследовать процессы, происходящие внутри активного вулкана.

Настоящая работа посвящена реконструкции процессов в магма-гидротермальной системе вулкана Мутновский, предшествовавших гидротремальной активизации и сопровождавших её, по данным работавшей в этот период временной сети станций.

Цель и задачи исследования

Целью исследования является разработка концептуальной модели динамики магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский (Камчатка) в период подготовки и развития гидротермальной активизации на Мутновском месторождении парогидротерм в феврале-марте 2024 г. на основе комплексного анализа непрерывных сейсмических данных. Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи:

1. Адаптировать и верифицировать на данных временных сетей Камчатки комплекс методов оценки временных изменений сейсмических скоростей и обнаружения и локализации сейсмического тремора, а также разработать методику численного моделирования изменений скоростей при перераспределении давления.
2. Выявить сигналы сейсмического тремора на вулкане Мутновский в феврале–марте 2024 г., охарактеризовать их спектральные свойства и определить пространственное положение их источников.
3. Определить пространственно-временные изменения сейсмических скоростей в верхней коре в окрестностях вулкана Мутновский в октябре 2023 – марте 2024 гг. с разделением сезонных и эндогенных вкладов.
4. Создать концептуальную модель динамики магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский в 2023–2024 гг. на основе комплексной интерпретации сейсмического тремора и изменений сейсмических скоростей, подкреплённой численным моделированием и данными спутниковых, метеорологических и вулканологических наблюдений.

Научная новизна и практическая значимость работы

При обработке сейсмических данных для определения временных изменений сейсмических скоростей был дополнен метод кросс-спектрального анализа в скользящем окне для совместного анализа нескольких компонент сигнала, что позволило повысить устойчивость

определения временных изменений. Для численной интерпретации наблюдений изменений сейсмических скоростей в активных магма-гидротермальных системах была разработана методика моделирования изменений скоростей, связанных с перераспределением деформаций от сферического источника избыточного давления. В работе с помощью анализа матрицы ковариации сети впервые на Мутновском вулкане были проанализированы спектральные свойства сигналов сейсмического тремора и определены положения его источников во время гидротермальной активизации. Также впервые было определено пространственно-временное распределение изменений сейсмических скоростей, связанных с гидротермальной активизацией вулкана Мутновский и с сезонными изменениями свойств горных пород в районе вулканов Горелый и Мутновский.

Изучение активности магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский имеет большую значимость для оценки опасности его извержений и обеспечения безопасного функционирования Мутновской геотермальной станции, являющейся важным источником электроэнергии для Камчатского края. Использованные и дополненные в рамках исследования методы анализа непрерывных сейсмических данных в дальнейшем могут позволить усовершенствовать мониторинг гидротермальной активности не только на Мутновском месторождении парогидротерм, но и на других разрабатываемых гидротермальных месторождениях и активных вулканах.

Положения, выносимые на защиту

1. Начавшийся 6 февраля 2024 г. эпизод непрерывного сейсмического тремора на вулкане Мутновский связан с динамикой флюидов в пределах Мутновского месторождения парогидротерм.
2. Пространственно-временные вариации сейсмических скоростей в районе вулкана Мутновский в октябре 2023 – марте 2024 гг. обусловлены сочетанием процессов сезонного промерзания пород и перераспределения давления в магма-гидротермальной системе.
3. Сейсмический тремор, вариации сейсмических скоростей и гидротермальная активизация на Мутновском месторождении парогидротерм в феврале–марте 2024 г. обусловлены восходящей миграцией магматических флюидов и перераспределением давления в магма-гидротермальной системе вулкана Мутновский.

Степень достоверности результатов

В работе использованы современные методы анализа непрерывных сейсмических данных, полученных в рамках высококачественных полевых сейсмологических экспериментов

международного уровня. Полученные результаты демонстрируют согласованность с существующими опубликованными результатами, а также с результатами численного моделирования, что свидетельствует об их достоверности. Положения и выводы, сформулированные в диссертации, получили квалифицированную апробацию на международных научных конференциях. Достоверность также подтверждается публикациями результатов исследования в рецензируемых научных изданиях.

Публикации по теме диссертации

1. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N. M., Abramenkov S., Abkadyrov I., Yaskevich S., Chebrov D., Koulakov I. Seismic tremor as a precursor to hydrothermal explosions near Mutnovsky Volcano (Kamchatka) // Geophysical Research Letters. – 2026. Vol. 53. P. e2026GL122331.
2. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N., Koulakov I. Temporal changes of seismic velocities below Bezymianny volcano prior to its explosive eruption on 20.12.2017 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. Vol. 433. P. 107735.
3. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N. M., Abramenkov S., Koulakov I. Tracking changes in the tremor sources associated with a Gorely Volcano degassing episode in 2013 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2025. Vol. 468. P. 108452.
4. Бережнев Я. М., Беловежец Н. Н., Кулаков И. Ю., Яковлев А. В., Алажми М. С., Гордеев Е. И. Изменения сейсмических скоростей под вулканом Эбеко (Курильские острова) по наблюдениям в июле-августе 2021 года // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2024. Т. 515. № 1. С. 110–117.
5. Belovezhets N., Berezhnev Y., Abramenkov S., Abkadyrov I., Dergach P., Khmarin E., Chebrov D., Koulakov I. Crustal Sources of Geothermal and Magmatic Activity in the Area of Mutnovsky-Gorely Volcanic Complex (Kamchatka) Inferred from Ambient Noise Tomography // JGR Solid Earth. – 2026. Vol. 131. № 1. P. e2025JB032025
6. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abramenkov S., Smirnov S. Z., Abkadyrov I. Magma and hydrothermal sources below the northern part of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from ambient noise tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. Vol. 443. P. 107931.
7. Meliksetian Kh., Sargsyan L., Koulakov I., Toghramadjian N., Belovezhets N., Berezhnev Y., Navasardyan G., Grigoryan E., Vasilevsky A., Sahakyan E. Deep Sources of Recent Volcanism in Armenia Inferred From Ambient Noise Tomography // JGR Solid Earth. – 2026. Vol. 131. № 1. P. e2025JB032349.

8. Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Выявление дрейфа часов в сейсмических записях и определение временных сдвигов для сети станций // Геофизические технологии. – 2022. Т. 1. С. 134-142.
9. Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М., Абкадыров И.Ф., Рычагов С.Н., Гордеев Е.И. Строение верхней коры вулкана Камбальный (Южная Камчатка) по результатам шумовой сейсмической томографии // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. – 2021. Т. 501. № 1. С. 43-48.
10. Cabrera-Pérez I., Komzeleva V., Berezhnev Y, Belovezhets N., Koulakov I. Melt, fluids, and fractures beneath Ebeko Volcano (Kuril Islands) revealed by ambient noise attenuation tomography // Scientific Reports. – 2026. Vol. 16(1). P. 15134.

Тезисы конференций

1. Бережнев Я. М. Выявление изменений в структуре вулкана Безымянный перед извержением 20.12. 2017 г. по данным корреляции сейсмического шума Геология. МНСК-2021, 2021. С. 36–36.
2. Бережнев Я. М. Временные изменения сейсмических скоростей под вулканом Невадо-дель-Руис в период его активности 2012-2018 гг. Материалы 61-й Международной научной студенческой конференции (МНСК-2023). Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С. 36–36.
3. Бережнев Я. М. Выявление изменений напряженно-деформированного состояния вулкана Безымянный перед извержением 20 декабря 2017 г. по данным корреляции сейсмического шума Материалы 60-й Международной научной студенческой конференции (МНСК-2022). Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С. 38–38.
4. Бережнев Я. М., Беловежец Н. Н., Кулаков И. Ю., Шапиро Н. М., Сенс-Шёнфельдер К. Выявление вариаций сейсмических скоростей под вулканом Безымянным перед извержением 20.12. 2017 г. по результатам корреляции сейсмического шума Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 43–45.
5. Бережнев Я. М., Беловежец Н. Н., Кулаков И. Ю., Шапиро Н. М., Сенс-Шёнфельдер К. Выявление изменений в структуре вулкана Безымянный перед извержением 20.12. 2017 г. по данным корреляции сейсмического шума Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. 2021. С. 82–83
6. Бережнев Я. М., Беловежец Н. Н., Кулаков И. Ю., Яковлев А. В., Абраменков С. С., Абкадыров И. Ф. Изменения сейсмических скоростей в магматической системе вулкана

Эбеко в течение 2021-2022 гг. по данным корреляции сейсмического шума Вулканизм и связанные с ним процессы. 2023. С. 22–25.

7. Бережнев Я. М., Кулаков И. Ю. Структура магматической системы вулкана Безымянный и её эволюция перед извержением 20 декабря 2017 года по результатам сейсмологических исследований Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. Улан-Удэ: Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, 2023. С. 79-81.
8. Berezhnev Y., Belovezhets N., Koulakov I., Abramenkov S., Abkadyrov I., Chebrov D. Detection and location of seismovolcanic signals at Mutnovsky and Gorely volcanoes using seismic network-based methods Japan Geoscience Union Meeting 2025: Book of Abstracts. Chiba, Japan: JpGU, 2025. C. SSS06-12.
9. Berezhnev Y., Belovezhets N., Koulakov I., Abramenkov S., Abkadyrov I., Chebrov D. Network-based analysis of seismovolcanic signals at Mutnovsky volcano, Kamchatka IAGA IASPEI Joint Scientific Meeting 2025: Book of Abstracts. Lisbon, Portugal: IAGA IASPEI, 2025. P. 915–915.
10. Berezhnev Y. M., Belovezhets N. N., Shapiro N. M., Koulakov I. Y. Ambient noise correlation reveals temporal changes of seismic velocities below Bezymuanny volcano prior to an explosive eruption. Proceedings X International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Novosibirsk: IPC NSU, 2022. C. 201–202.
11. Абраменков С. С., Яковлев А. В., Бережнев Я. М., Кулаков И. Ю. Временные сейсмологические сети на вулканах Камчатки: систематизация исходных данных и метаданных. XI Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле : Материалы конференции. Новосибирск: Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 2024. С. 248-250.

Апробация работы

1. 59-ая, 60-ая и 61-я Международная научная студенческая конференция (МНСК-2021, МНСК-2022, МНСК-2023), Новосибирск.
2. X Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск. 2022.
3. Вулканизм и связанные с ним процессы: XXVI ежегодная научная конференция, посвященная Дню вулканолога, 30-31 марта 2023 г., Петропавловск-Камчатский.

4. Геодинамика и минерагения Северной Евразии: VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. 2023, Улан-Удэ.
5. IAGA IASPEI Joint Scientific Meeting 2025, Лиссабон, Португалия.
6. Japan Geoscience Union Meeting 2025, Чиба, Япония.
7. "Passive Imaging & Monitoring in Wave Physics: From Seismology to Ultrasound" научная школа, 2026, Дали, Китай.

Вклад автора

Автор диссертационной работы участвовал в разработке всех этапов диссертационной работы: в формулировании целей и задач, получении сейсмологических данных, их полной обработке, анализе и обсуждении полученных результатов. Автор самостоятельно разрабатывал программные коды, необходимые для обработки сейсмологических данных, выполнял расчёты кросс-корреляционных функций, матриц ковариации сейсмической сети, детектировал сигналы и определял гипоцентры источников вулканического тремора, оценивал пространственно-временные изменения сейсмических скоростей и проводил моделирование изменений сейсмических скоростей. Комплексная геологическая интерпретация результатов анализа сейсмических данных была проведена совместно с научным руководителем, член-корр. РАН, д.г.-м.н. И.Ю. Кулаковым. Предварительную подготовку сейсмологических данных проводил С.С. Абраменков (ИНГГ СО РАН, НГУ). Беловежец Н.Н. участвовала в создании программного кода для построения кросс-корреляционных функций.

Структура диссертации

Диссертация состоит из введения, обзора методов обработки сейсмических данных и примеров их применения, описания данных сейсмического эксперимента на вулкане Мутновский, результатов обработки сейсмических данных и их обсуждения, а также заключения, списка сокращений и списка цитируемой литературы, включающего 350 ссылок. Работа изложена на 143 страницах машинописного текста и содержит 47 рисунков.

Благодарности

Автор выражает признательность сотрудникам и руководству КФ ФИЦ ЕГС РАС, ИВиС ДВО РАН, ИФЗ РАН, ИЗК СО РАН, ИНГГ СО РАН, НГУ, а также АО «ЗарубежНефть» за вклад в полевые сейсмологические работы и предоставление сейсмических данных. Отдельная благодарность выражается члену-корреспонденту РАН Кулакову И. Ю., Абкадырову И. Ф., Абраменкову С. С., Шапиро Н. М., Яковлеву А. В., Чеброву Д. В., Чемареву А. С., Понасенко С. Н., Дергачу П. А., Дробчику А. Н, Яскевичу С. В., Яблокову А. В., организации «Russian Travel

Geek» и ее директору Акшинцеву А., Бушенковой Н. А., Русских Н. С., Преснову Д. А., Жосткову Р. А., Хмарину Э. К.

ГЛАВА 1. ПРОЦЕССЫ В МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В НЕПРЕРЫВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЯХ

1.1 Структура магма-гидротермальных систем активных вулканов

За последние десятилетия на основе результатов геофизических, геодезических, геохимических исследований сформировалось представление о магма-гидротермальных системах активных вулканов как о многоуровневой системе хранения и переноса магмы и флюидов (рис. 1а). В них магматические резервуары различного размера связаны сетью даек, силлов и зон повышенной трещиноватости, непрерывно изменяющихся под воздействием поступления магмы, протекающих в ней геохимических процессов, циркуляции флюидов и перераспределения давления [Cashman, Sparks, Blundy, 2017]. Считается, что магматические резервуары представляют собой объём пород, пронизанный силло-дайковыми комплексами, вокруг которых располагаются зоны частичного плавления. В этих зонах породы находятся в состоянии так называемой «магматической каши» («magma mush»), в которой отдельные кристаллические зерна окружены частичным расплавом [Sparks et al., 2019; Humphreys et al., 2025]. В этом состоянии магматические очаги могут существовать десятки и сотни тысяч лет, периодически активизируясь при поступлении новых порций глубинной магмы или флюидов [Barboni et al., 2016; Caricchi et al., 2021].

В такой модели магматическая система под активным вулканом пронизывает всю земную кору от глубинных источников магмы в нижней и средней коре до приповерхностных резервуаров, залегающих в первых километрах ниже дневной поверхности, которые уже являются источником извержений [Marsh, 2015]. Перенос материала между разными уровнями магматической системы происходит по ослабленным разломным структурам с повышенной проницаемостью [Magee et al., 2018]. При этом предполагается, что миграция вещества может происходить как за счёт внедрения новых магматических интрузий, так и за счёт фильтрации флюидов через проницаемые породы, что порождает большое разнообразие сейсмических сигналов [Chouet, Matoza, 2013].

Над приповерхностными магматическими очагами обычно располагаются обширные гидротермальные системы (рис. 1б), проявляющиеся на поверхности в виде грязевых котлов, фумарол, горячих источников и гейзеров [Stelling et al., 2016]. Они образуются за счёт циркуляции метеорных и магматических вод под действием гравитации и нагрева магматическими телами и могут распространяться по водоносным горизонтам и разломным зонам на многие километры от активных кратеров вулканов [Fournier, 2007]. В связи с сильной неоднородностью и высокой проницаемостью вулканической постройки между магматической и гидротермальной частями системы редко образуются постоянные геологические границы, что

приводит к двустороннему тепло- и массообмену, контролирующему гидротермальную и фреатическую активность вулканов [Ingebritsen et al., 2010; Eichelberger et al., 2020].

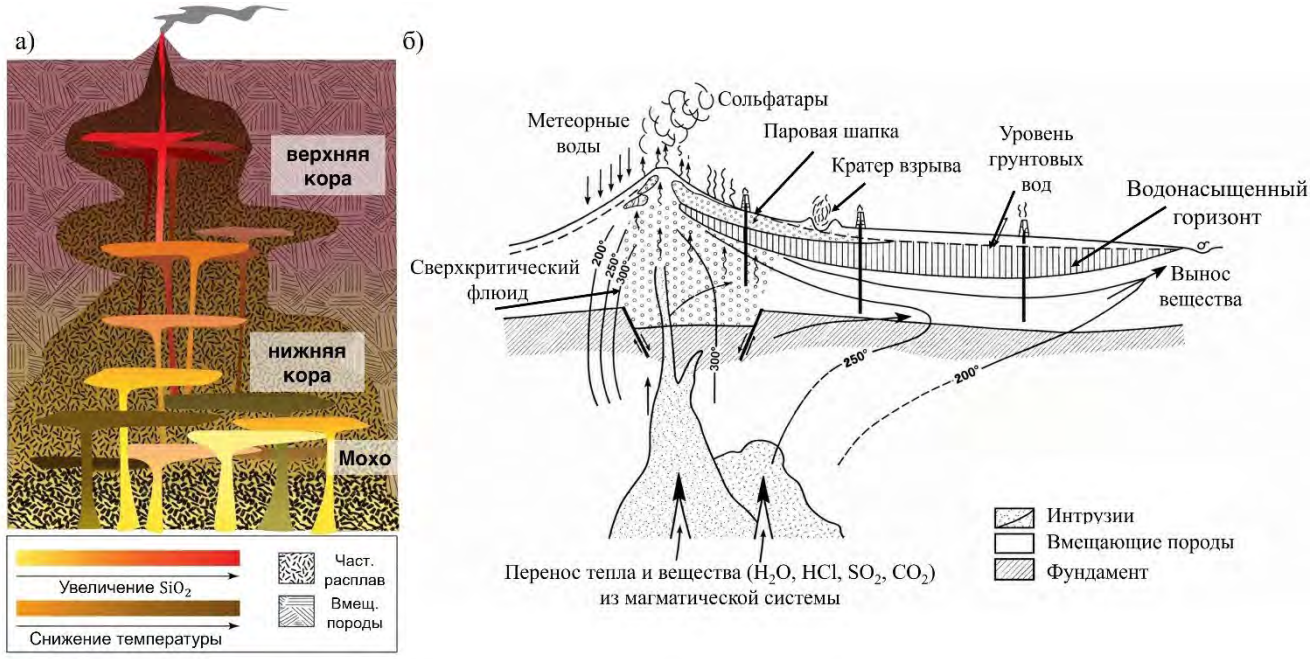


Рисунок 1. – а) Схематичная иллюстрация строения магматической системы активного вулкана, как системы переноса и дифференциации расплава б) Схема функционирования гидротермальной системы [Jasim и др., 2018].

1.2 Процессы в вулканических системах, проявляющиеся в сейсмических данных

На разных уровнях активной магма-гидротермальной системы одновременно протекают взаимосвязанные механические, гидродинамические, термодинамические и геохимические процессы. Большинство из них непосредственно влияет на напряженное состояние пород и распространение упругих волн, благодаря чему они могут быть изучены с помощью непрерывного сейсмического мониторинга. Основным движущим процессом в вулканической системе является миграция нового магматического материала из глубин [Sigurdsson, 2015]. Подъем магматических расплавов сопровождается увеличением давления в существующих магматических телах, образованием новых интрузий, перераспределением напряжений и развитием трещиноватости [Huber, Bachmann, Dufek, 2011; Daines, Pec, 2015; Gonnermann, Taisne, 2015; Ryan et al., 2025]. Однако современные исследования показывают, что собственно движение расплава, особенно в глубинных частях системы, далеко не всегда непосредственно приводит к извержению. Значительная часть магматических интрузий остается в коре, медленно остывая и отдавая тепло окружающим породам [Bachmann, Huber, 2016; Barboni et al., 2016].

По мере подъёма магмы с глубины уменьшается литостатическое давление, что приводит к снижению растворимости летучих компонентов расплава (преимущественно воды, углекислого газа и диоксида серы), и, как следствие, к дегазации магмы, образованию отдельной флюидной

фазы и росту давления в системе [Burgisser, Degruyter, 2015]. Выделившиеся магматические флюиды начинают активно мигрировать через трещиноватые и пористые породы. Их движение сопровождается локальными изменениями давления, температуры и насыщенности порового пространства пород жидкостью и газом [Pirajno, 2010]. В зависимости от P-T условий на разных глубинах и в частях системы флюиды могут конденсироваться, вскипать, переходить в сверхкритическое состояние или смешиваться с метеорными водами [Driesner, Geiger, 2007]. При этом скорость перераспределения давления, связанная с движением флюидов в системе может быть весьма высокой, в отличие от относительно медленного движения магмы.

Все эти процессы приводят к изменению напряженно-деформированного состояния и механических свойств горных пород (рис. 2), что отражается в возбуждении сейсмических волн и, соответственно, в изменении характера их распространения, проявляющегося в изменении волновых форм и времени пробега [Chouet, Matoza, 2013; Lesage, Caudron, Yates, 2025].

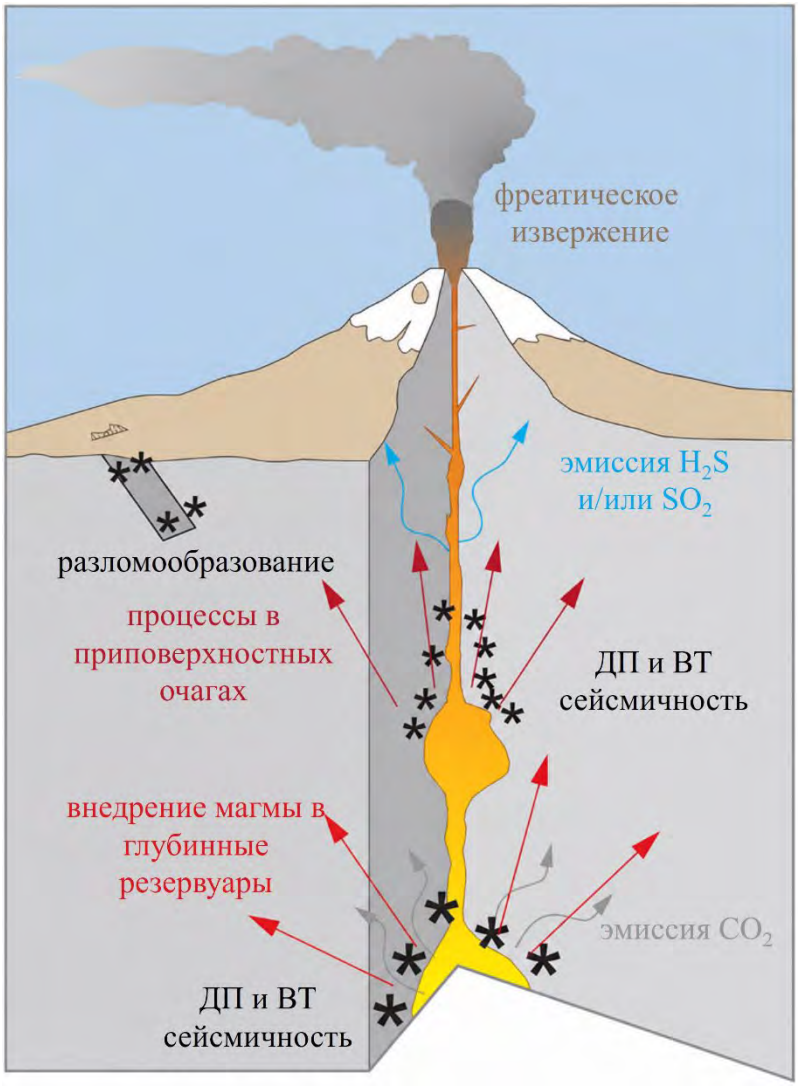


Рисунок 2. – Схематичная иллюстрация многообразия процессов, протекающих в магма-гидротермальной системе активного вулкана, и ассоциированных с ними сейсмических сигналов [Shapiro, Soubestre, Journeau, 2025].

Так, хрупкие деформации в вулканических постройках при внедрении магмы сопровождаются вулкано-тектоническими землетрясениями, механизм возбуждения которых идентичен обычным тектоническим и представляет собой подвижку по плоскости разлома. Поскольку эти события можно анализировать как обычные землетрясения, для них можно определить расположение гипоцентров, магнитуду, а в некоторых случаях и фокальный механизм, что делает эти события целевыми для классического сейсмо-вулканического мониторинга [Горельчик, Зобин, Токарев, 1987].

Также во время активизации вулканической системы наблюдаются специфические длинно-периодные сигналы, которые могут быть как непрерывными, так и в виде отдельных событий, чаще всего связываемые с процессами миграции флюидов [Гордеев, 1998]. При этом сложный характер этих волновых форм требует особых подходов для их анализа с целью извлечения информации об источнике [Wassermann, 2012; Shapiro, Soubestre, Journeau, 2025].

Таким образом, в настоящее время сейсмологический мониторинг вулканической активности включает в себя не только идентификацию отдельных целевых событий и определение их параметров, но и анализ непрерывных сейсмических записей, позволяющий извлечь из волнового поля дополнительную информацию о механических и гидродинамических процессах в магма-гидротермальной системе [McNutt, 2005; Zobin, 2017a].

1.3 Эксплозивные процессы в магма-гидротермальных системах

Взрывная активность в активных вулканических системах может проявляться в виде широкого спектра процессов от небольших гидротермальных и фреатических взрывов, представляющих собой выброс парогазовой смеси с грязью и обломками пород, до мощных эксплозивных извержений, выносящих многие кубические километры пирокластического материала. Всё это многообразие процессов представляет собой быстрое высвобождение энергии, накопленной в сжатых, нагретых флюидах и магме. Характер и интенсивность взрывной активности при этом определяется не только количеством накопленной энергии, но и скоростью её высвобождения [Woods, 1995; Gonnermann, Manga, 2007].

Наименьший масштаб такой взрывной активности представлен гидротермальными и фреатическими взрывами (рис. 3). Гидротермальные взрывы происходят преимущественно за счёт быстрого вскипания уже находящейся в геотермальной системе воды и не требуют непосредственного поступления магмы в очаг взрыва. Снижение давления приводит к переходу части горячей воды в пар, причём, фронт декомпрессии может распространяться вглубь резервуара, последовательно вовлекая новые объёмы жидкости и вызывая дробление вмещающих пород [Mastin, 1995; Montanaro et al., 2016b]. Фреатические взрывы имеют схожий механизм, однако характеризуются вовлечением горячего магматического газа или контактом

холодных метеорных вод с горячим магматическим телом [Mastin, 1995; Browne, Lawless, 2001; Thiéry, Mercury, 2009a].

Эксплозивный потенциал гидротермальной системы определяется сочетанием термодинамического состояния флюида и механических свойств вмещающих пород. Существенное значение имеют температура и давление жидкости, её объём, глубина залегания, проницаемость резервуара и прочность перекрывающих пород [Mastin, 1995; Ohba et al., 2007; Thiéry, Mercury, 2009b; Toramaru, Maeda, 2013; Montanaro et al., 2016c; Montanaro et al., 2016a]. При высокой проницаемости давление может постепенно сбрасываться посредством фильтрации и выхода пара, тогда как локальная герметизация создаёт условия для накопления избыточного давления [Haug, Galland, Gisler, 2013; Galland, Gisler, Haug, 2014; Mayer et al., 2015; Montanaro et al., 2020; Montanaro et al., 2021]. В этом отношении слабая и хорошо проницаемая система может проявляться преимущественно как зона устойчивого разгрузочного режима, тогда как наличие прочной покрышки способствует более редким, но более мощным взрывам смеси [Raue, 2004; Montanaro et al., 2016c; Montanaro et al., 2016b; Rosi et al., 2018]. В случае гидротермальных систем газонасыщение напрямую контролирует эксплозивный потенциал воды: увеличение растворенных летучих компонентов значительно уменьшает диапазон температур и давлений, при которых существует стабильная жидкая фаза [Thiéry, Mercury, 2009a; Hurwitz et al., 2016].

Непосредственное вовлечение свежей магмы приводит к фреато-магматическим извержениям. В этом случае дополнительным источником энергии становится расширение газа, выделяющегося из магмы при её подъёме и декомпрессии [Raue, 2004]. В частности, быстрое расширение газа и деформация расплава, препятствующие эффективному перераспределению напряжений и дегазации, приводит к взрывной фрагментации магмы и выносу пирокластического материала вместе с выбрасываемой парогазовой смесью [Haug, Galland, Gisler, 2013]. Также ювенильный материал может выноситься из-за непосредственного контакта горячей магмы с метеорными водами, что приводит к быстрому остыванию расплава с одной, и образованию и стремительному расширению парогазовой смеси с другой стороны, что вызывает фрагментацию лавы и вынос её обломков [Woods, 1995; Raue, 2004; Gonnermann, Manga, 2007; Montanaro et al., 2022].

При интенсивном привносе магматического вещества возможен переход к более масштабным стромболианским, вулканским и субплинианским взрывам. При этом тип взрывной активности определяется взаимоотношением скорости подъёма и декомпрессии магмы, её вязкости и газонасыщенности, а также проницаемости путей отвода газа. При низкой вязкости и относительно эффективном отделении газа отдельные пузырьки или газовые пробки могут разрушаться у поверхности, создавая небольшие периодические эксплозии. При увеличении

вязкости, скорости подъёма или степени закупорки канала газовая фаза хуже отделяется от расплава, а масштаб взрывов возрастает. При этом жёсткой границы между различными типами активности не существует: один и тот же вулкан способен последовательно проходить через несколько режимов в течение цикла своей активности [Woods, 1995; Cashman, Sparks, 2013; Colucci, Papale, 2021].

При ещё более высокой интенсивности формируются плинианские и субплинианские извержения, для которых характерны большие скорости выброса и устойчивый дисперсный поток газа и пирокластического материала. Здесь критическую роль играет не только содержание летучих компонентов, но и динамика их выделения при подъёме магмы: быстрое расширение пузырьков ускоряет поток, а последующая фрагментация резко снижает плотность смеси и поддерживает высокую скорость истечения [Papale, 1999; Cassidy et al., 2018].

Даже в случае большого содержания летучих компонентов в расплаве, при достаточно медленном подъёме и наличии путей выноса газ может отделяться и выходить на поверхность без разрушения горных пород. Такой открытый режим дегазации способен снижать давление и препятствовать переходу к взрывной активности. Это хорошо иллюстрируется существованием случаев устойчивой сильной дегазации вулканов, не приводящих к началу эксплозивной активности, а также длительных эффузивных извержений с очень значительными потоками вулканических газов [Shinohara, 2008; Cassidy et al., 2018]. Таким образом, сейсмологический и геохимический мониторинг во время таких эпизодов интенсивной дегазации без извержений лав позволяет выявить изменения в системе, которые могут привести к подготовке мощной эксплозии.

Несмотря на то, что гидротермальные и фреатические взрывы уступают по масштабу и энергии мощным эксплозивным извержениям [Stix, De Moor, Aiuppa, 2025], они представляют значительную локальную опасность для эксплуатации геотермальных месторождений и туризма в связи с высокой скоростью развития процесса и большим количеством выбрасываемых обломков [Barberi et al., 1992; Montanaro et al., 2022; Poland et al., 2025]. К сожалению, на настоящий момент прогноз таких событий, в том числе по непрерывным сейсмологическим наблюдениям, остаётся сложной задачей. Основная причина заключается в кратковременности процесса дестабилизации системы, сопровождающегося сейсмическими сигналами, а также в небольшом пространственном масштабе самих событий, что зачастую не позволяет надежно выявить сейсмические предвестники стандартными сетями сейсмовулканического мониторинга [Jolly et al., 2014; Dempsey et al., 2020]. Тем не менее, отдельные задокументированные наблюдения сейсмических сигналов перед взрывами или непосредственно при их развитии

демонстрируют существующий потенциал применения сейсмического мониторинга для их прогноза и идентификации [Montanaro et al., 2016b; Poland et al., 2025].

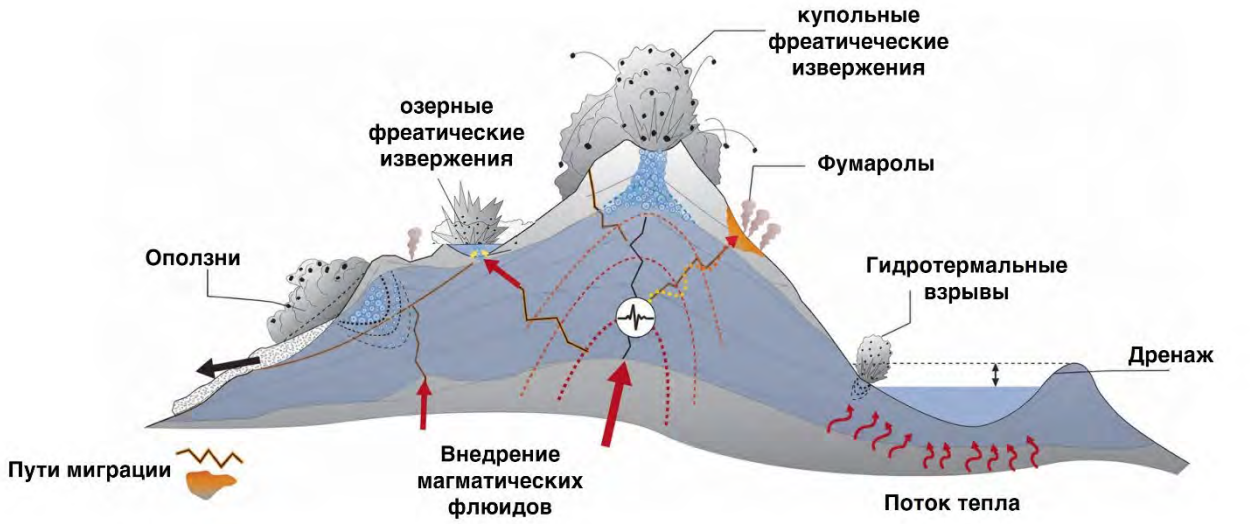


Рисунок 3. – Концептуальная схема возможных механизмов гидротремальных и фреатических взрывов в магма-гидротермальной системе активного вулкана [Montanaro et al., 2022].

ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ДЛИННО-ПЕРИОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И ИЗМЕНЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ НА АКТИВНЫХ ВУЛКАНАХ

2.1 Анализ длинно-периодной сейсмичности

2.1.1 Длинно-периодная вулканическая сейсмичность

2.1.1.1 Характерные особенности сигналов

Длинно-периодная (ДП) вулканическая сейсмичность (рис. 4) – это класс сейсмических сигналов, регистрируемых в районах активного вулканизма, характеризующийся низкой, по сравнению с тектоническими и вулкано-тектоническими землетрясениями, с преобладающей частотой (0,5–5 Гц), к которому относят как индивидуальные длинно-периодные события, так вулканический тремор (вулканическое дрожание) [Chouet, Matoza, 2013]. Для длинно-периодных событий характерны нечеткие вступления P-волн с постепенным нарастанием амплитуды, отсутствие чётко выраженных S-волн и гармоническая форма сигнала с одной или несколькими доминирующими частотами, в некоторых случаях с длительной кода-волновой частью с узкополосным частотным составом [McNutt, Roman, 2015].

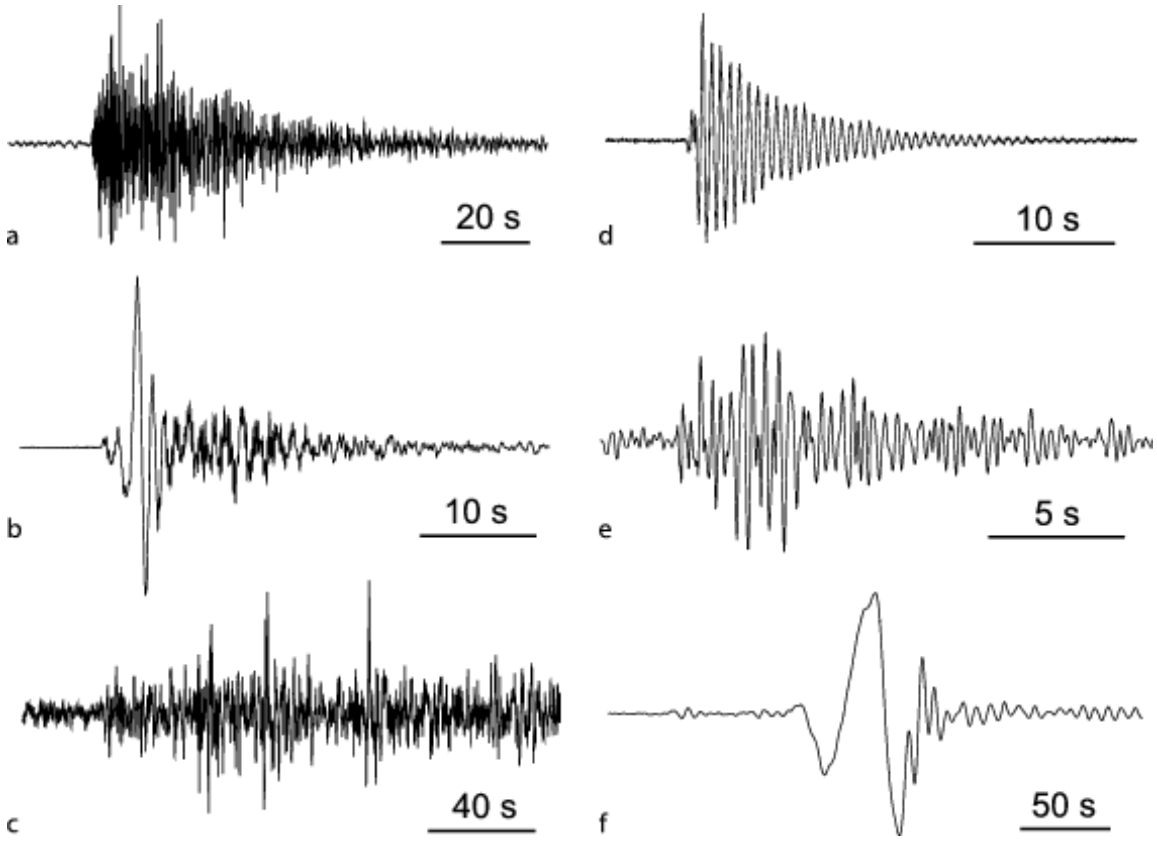


Рисунок 4. – Пример классификации сейсмовулканических сигналов. a) – Вулкано-тектоническое землетрясение, произошедшее между островами Миякедзима и Кодзудзима, Япония; b) – Взрывное землетрясение, наблюдавшееся на вулкане Асама, Япония; c) –Тремор на вулкане Фудзияма, Япония; d) – Дллинно-периодное событие, зафиксированное на вулкане Кусацу – Ширане, Япония;e) – Длинно-периодное событие, наблюдавшееся на вулкане Гуагуа-Пичинча, Эквадор; f) – Очень длинно-периодное событие, произошедшее под островом Миякедзима, Япония (отфильтровано фильтром высоких частот выше 0.05 Гц) [Kumagai, 2009].

Их гипоцентры преимущественно сконцентрированы в первых километрах ниже дневной поверхности и приурочены к путям миграции магматических и гидротермальных флюидов. При этом в отдельных вулканических системах наблюдаются глубокофокусные длинно-периодные события с гипоцентрами в средней коре и вблизи границы Мохо, которые часто обособляются как глубокие длинно-периодные землетрясения [Горельчик, Сторчеус, 2001]. ДП-события на разных вулканах, и даже на одном и том же вулкане, в разные фазы активности могут демонстрировать значительную вариабельность по длительности и форме сигнала [Zobin, 2017b]. Часто длинно-периодные землетрясения образуют рои повторяющихся событий с близкорасположенными гипоцентрами, что указывает на повторяющийся и длительно существующий источник [Chouet, 1996]. Чаще всего они наблюдаются перед и во время вулканических извержений и ассоциируются с динамикой магматических флюидов [Chouet, Matoza, 2013]. Наблюдаемый низкочастотный состав, отсутствие отчётливых вступлений и наличие длительной кода-волновой части в настоящий момент объясняются комплексом факторов, включающим особенности источника сигналов, а также влияние сильной неоднородности среды в активных вулканических областях, которая приводит к сильному затуханию и многократному рассеиванию волн [Bracale et al., 2025].

Вулканический тремор – это непрерывный сейсмический сигнал длительностью от нескольких минут до нескольких месяцев или даже лет (рис. 4) [McNutt, 2005]. Проявления тремора в различных вулканических системах по всему миру демонстрируют широкую изменчивость по длительности, амплитуде и частотному составу сигнала. В некоторых случаях непрерывный сигнал тремора образуется при уменьшении интервала между отдельными повторяющимися длинно-периодными событиями [Fehler, 1983; Hotovec et al., 2013]. Во время извержений вулканический тремор может наблюдаться одновременно с вулкано-тектоническими и длинно-периодными землетрясениями [Chouet, Matoza, 2013]. Среди вулканических треморов иногда выделяют две специфические разновидности: гармонический тремор, характеризующийся медленными вариациями амплитуд и узкополосным частотным составом сигнала на одной частоте и кратных ей гармониках; и спазматический тремор, для которого характерен широкий и высокочастотный спектральный состав и нерегулярные пульсы амплитуд [McNutt, Roman, 2015]. В эпизодах гармонического тремора могут наблюдаться медленные вариации основной частоты сигнала и её гармоник длительностью до нескольких дней, в англоязычной литературе именуемые “frequency gliding” или “spectral gliding” [Powell, Neuberg, 2003; De Angelis, McNutt, 2007; Unglert, Jellinek, 2015]. Чаще всего тремор наблюдается на активных вулканах и сопровождает подготовку и протекание извержений, поэтому увеличение

амплитуды и длительности эпизодов тремора используется как прогностический критерий приближающегося извержения [Гордеев, 1998; McNutt, Nishimura, 2008]. Кроме того, тремор часто регистрируется на активных гидротермальных системах, где сопровождает миграцию гидротермальных флюидов, в том числе фумарольную активность и извержения гейзеров, и другие проявления [Leet, 1988; Ripepe, Harris, Carniel, 2002; Hata et al., 2024]. Некоторыми исследователями эти сигналы обособляются в отдельную группу гидротермальных треморов, хотя они и не имеют значимых отличий от таковых, наблюдающихся на вулканах [Zobin, 2017c].

Большое разнообразие сигналов вулканического тремора и длинно-периодных событий, а также тот факт, что один тип сигналов может трансформироваться в другой, подразумевает множество различных процессов их генерации и вариативность свойств горных пород, слагающих различные вулканические системы.

2.1.1.2 Возможные механизмы генерации длинно-периодных сигналов

В пионерских работах для объяснения длинно-периодной сейсмичности были предложены два механизма с внешним возбуждением колебаний: резонанс заполненных жидкостью трещин и трещинная волна - волна на границе раздела жидкости и вмещающих горных пород, переотражающаяся на концах замкнутой трещины [Aki, Fehler, Das, 1977; Ferrazzini, Aki, 1987; Chouet, 1988]. Эти модели объясняют наблюдаемый гармонический характер сигнала и послужили важной отправной точкой для количественного анализа данного класса сейсмичности, подразумевающего геологически обоснованный размер вовлеченных тел. К настоящему моменту было предложено множество механизмов возбуждения ДП-сейсмичности, которые можно разделить на следующие группы: 1) поток флюидов в трещине, 2) взаимодействие магмы и гидротермальных флюидов, 3) дегазация магмы, 4) хрупкие разрушения в магме, 5) проскальзывание магмы и вмещающих пород при экструзии вязких магм.

К первой группе относится модель течения вязкой несжимаемой жидкости в податливой трещине. По закону Бернулли давление жидкости на стенку обратно пропорционально скорости течения, соответственно, увеличение скорости понижает давление жидкости на стенки, что ведет к закрытию трещины. Закрытие же трещины ведёт к снижению скорости потока, увеличению давления на стенки, что приводит снова к раскрытию трещины. Циклическое повторение этого процесса возбуждает самоподдерживающиеся колебания трещины, создающие длинно-периодный сигнал [Julian, 1994; Balmforth, Craster, Rust, 2005; Rust, Balmforth, Mandre, 2008]. Также при определенных параметрах жидкости и геометрии трещины гармонические колебания, сходные с длинно-периодной сейсмичностью, могут быть вызваны периодическим заполнением трещин вязкой жидкостью и их осушением [Fujita, Fukao, Kanjo, 2000]. Важно отметить, что в этой и предыдущей моделях под жидкостью преимущественно подразумеваются и

моделируются базальтовые магмы [Chouet, Matoza, 2013]. К этой же группе относится двухфазное течение закритической парогазовой смеси в нагреваемом горизонтальном канале, которое объясняет возбуждение сигнала тремора через образование волн плотности в жидкости. Эти волны возникают за счёт частичного испарения перегретой жидкости и неоднородного распределения газовой фазы в канале, что приводит к положительной обратной связи скорости потока, доли газовой фазы и давления. При определенном потоке тепла процесс образования волн плотности становится самоподдерживающимся, возбуждая непрерывный сигнал тремора [Fujita, Araki, Nagano, 2011]. Если миграция флюидов происходит в условно-проницаемой среде (некоторые участки среды проницаемые только при достижении определенного градиента давления), то возможно накопление избыточного давления и нестационарное пульсирующее течение жидкости, возбуждающее длинно-периодные колебания [Shapiro et al., 2017a; Cruz-Atienza, Villafuerte, Bhat, 2018; Shapiro et al., 2018; Journeau et al., 2022a].

Одна из первых моделей, объясняющая возникновение длинно-периодной сейсмичности через взаимодействие магмы и гидротермальной системы, предполагает быстрое вскипание и декомпрессию гидротермальных флюидов, приводящие к резонансу заполненных жидкостью трещин [Leet, 1988; Matoza, Chouet, 2010a]. Для регулярно повторяющихся ДП-землетрясений была предложена модель циклического заполнения водой и схлопывания замкнутой трещины, нагреваемой магматическим телом. Предполагается, что трещина запечатана некоторым флюидоупором, который прорывается, когда давление перегретой воды достигает предела его прочности. Прорыв флюидоупора приводит к резкому сбросу давления, возбуждающему резонанс трещины, затем трещина заполняется снова, и процесс повторяется [Nakano, Kumagai, Chouet, 2003a; Kumagai, Chouet, Dawson, 2005; Arciniega-Ceballos, Dawson, Chouet, 2012]. Повторяющиеся сигналы могут также вызываться сверхзвуковым течением магматического пара в трещине, соединяющей магматическое тело и гидротермальную систему. В этой модели высокая скорость потока вызвана перепадом давления, а возбуждение сигнала происходит благодаря неустойчивому дросселированию, вызванному колебаниями давления гидротермальной системы в ответ на поступающий поток вещества и тепла, или благодаря образованию ударных волн, если трещина имеет вид сужающегося сопла [Chouet et al., 1994; Morrissey, Chouet, 1997]. Наконец, длинно-периодные сигналы может возбуждать взрывное вскипание перегретой воды при декомпрессии, называемое спиноидальным распадом. Такое взрывное парообразование вызывает резкое понижение давления, что приводит к резонансу трещины и возбуждению сигнала. Важно отметить, что насыщение воды углекислым газом снижает температуру и давление, при которых возможен спиноидальный распад, что делает

возможным реализацию этого механизма в приповерхностных условиях [Thiéry, Mercury, 2009a; Thiéry, Mercury, 2009b; Matoza, Chouet, 2010a].

Процессы, сопровождающие дегазацию магмы, могут быть источниками ДП-сейсмичности и без привлечения гидротермальных флюидов [Гордеев, 1998]. Сам по себе подъём крупных газовых пузырей через магмаподводящие каналы и их дросселирование через трещины может возбуждать длинно-периодные колебания или инициировать резонанс трещин или всего подводящего канала [Chouet et al., 1997; Ohminato et al., 1998; Chouet et al., 2003]. В приповерхностных условиях резкий прорыв трещин в лавовой пробке, закрывающей подводящий канал или лавовый купол, и следующая за ним декомпрессия могут вызывать неустойчивое истечение газа или лавинообразное слияние пузырьков газа, что приводит к скачкам давления, которые могут как напрямую возбуждать ДП-сейсмичность, так и быть триггером для резонанса [Cruz, Chouet, 1997; Rowe, Thurber, White, 2004; Lesage et al., 2006; Palo et al., 2009]. Кроме того, лавинообразный рост газовых пузырьков при медленной декомпрессии перенасыщенной газом магмы в условиях нижней коры рассматривается как один из возможных механизмов генерации глубоких длинно-периодных землетрясений [Melnik et al., 2020; Melnik, Lyakhovsky, Shapiro, 2024]. Во время же фреатической активности вулкана повторяющиеся выбросы или внедрение в трещины взвеси горячего газа и пепла под высоким давлением также могут продуцировать длинно-периодные сигналы [Molina, Kumagai, Yepes, 2004; De Barros et al., 2011; Valade et al., 2012]. Наконец, дегазация магм и лав из открытых жерл [Jaupart, Vergniolle, 1988; Patrick et al., 2011; Soubestre et al., 2025] или сквозь проницаемую лавовую пробку может быть источником как отдельных длинно-периодных землетрясений, так и непрерывного тремора [Girona, Caudron, Huber, 2019].

По мере исследования реологических свойств магматических расплавов для объяснения ДП-сейсмичности был предложен ряд моделей на основе хрупких деформаций магм. В частности, в лабораторных экспериментах было показано, что силикатные расплавы представляют собой неньютоновскую жидкость – увеличение скорости касательных деформаций, прилагаемых к магме, ведет к увеличению её вязкости. Таким образом, при определенных условиях в магме могут возникать разрывы сплошности с образованием трещин сдвига, возбуждающие резонанс магматического тела [Alidibirov, Dingwell, 1996; De Angelis, Henton, 2011]. Особенно ярко этот эффект может проявляться вблизи контактов внедряемого магматического тела и вмещающих пород, где, в связи с остыванием и дегазацией, происходит остекловение расплава и увеличение его вязкости. В случае кислых магм сигналы могут быть также вызваны образованием на контакте магмы и вмещающих пород сети трещин, заполняющихся обломками лавы и газом и распространяющихся как вдоль стенок тела, так и во

вмещающие породы [Gonnermann, Manga, 2003; Molina, Kumagai, Yepes, 2004]. В этом случае источником сигнала является образование трещин, сопровождающая их дегазация, и последующий резонанс трещин и основного магматического тела. В обеих этих моделях повторяющийся характер ДП-землетрясений объясняется циклическим процессом образования и залечивания трещин по мере внедрения магмы [Tuffen, Dingwell, Pinkerton, 2003; Tuffen, Smith, Sammonds, 2008].

В случае поднятия жёсткой на поверхности кислой экструзии срывы на контакте её с вмещающими породами могут возбуждать колебания всей магматической колонны, генерирующие длинно-периодные сейсмические сигналы [Iverson et al., 2006; Iverson, 2008; Moore, Iverson, Iverson, 2008]. Если же поднимающиеся лавы сильно газонасыщены, то повторяющиеся длинно-периодные колебания могут быть возбуждены медленными разрушениями внутри экструзии при пограничных условиях между хрупким и пластичным состояниями, сопровождающимися резонансом пористой магматической колонны [Kennedy, Russell, 2012]. В случае поднятия свежей газонасыщенной магмы по стенкам канала, заполненного колонной застывшей кислой лавы, слабое поперечное воздействие может вызвать самоподдерживающиеся колебания всей колонны за счёт перераспределения давления в слое газонасыщенной магмы, что приводит к эффекту пружины. Это явление в англоязычной литературе называется «magma wagging» («виляние магмы») и рассматривается как источник гармонического тремора при экструзии кислых куполов [Jellinek, Bercovici, 2011; Dehghanniri, Jellinek, 2021].

Несмотря на то, что большинство моделей механизмов возбуждения длинно-периодной сейсмичности подразумевают динамику магмы или гидротермальных флюидов, не только эти процессы могут вызывать низкочастотные гармонические сигналы с длительной осциллирующей кодой. Это может приводить к неправильной интерпретации физических процессов, протекающих в магма-гидротермальной системе активного вулкана [Harrington, Brodsky, 2007]. Так, за пределами внимания многих исследований остаются эффекты, связанные с высокой неоднородностью механических свойств как вулканической постройки, так и более глубинных частей системы. В частности, в ряде работ было продемонстрировано, что длинно-периодные землетрясения могут быть вызваны медленными хрупкими разрушениями и реверберацией в слабосцементированных пористых вулканогенных осадочных породах верхней части постройки [Bean et al., 2014; Rowley, Benson, Bean, 2021]. Также было показано, что выраженный гармонический характер кода-волновой части может быть обусловлен не только непосредственно свойствами источника, но и многократным рассеиванием и реверберацией при прохождении сейсмических волн через магматическую систему [Bracale et al., 2025].

Таким образом, интерпретация наблюдаемых длинно-периодных событий и вулканического тремора должна проводиться с учётом всей полноты априорной информации о геохимическом составе магм, особенностей режимов дегазации, расположения гидротермальной системы и режима её функционирования, и о пространственно-временном распределении гипоцентров источников сигнала.

2.1.1.3 Методы анализа длинно-периодной сейсмичности

Поскольку волновые формы индивидуальных длинно-периодных землетрясений характеризуются нечеткими вступлениями P-волн, а в некоторых случаях и отсутствием выраженных S-волн, традиционные методы детекции и локации, применяющиеся для тектонических и вулкано-тектонических событий, могут оказаться неэффективными [Wassermann, 2012]. Для непрерывного сигнала вулканического тремора эти подходы не применимы вовсе, поскольку он лишен отдельных импульсных фаз [Иванов, 2008; Shapiro, Soubestre, Journeau, 2025]. Поэтому для исследования ДП сейсмовулканической активности требуется особый подход к анализу непрерывных сейсмических записей.

Простейшие подходы анализа вулканического тремора и роев длинно-периодных землетрясений основаны на записях одной компоненты сейсмических станций и оперируют только амплитудой записи. Один из первых таких методов - метод скользящей суммы, средней или среднеквадратичной амплитуды сигнала в окне длительностью несколько минут («real-time seismic amplitude», RSAM), позволяющий по уровню сигнала фиксировать начало и конец повышенной вулканической активности. Простота этого метода позволяет реализовать его как модуль сейсмической станции в аналоговом виде, что делает его надежным методом мониторинга вулканической активности даже в отсутствие визуальных наблюдений [Endo, Murray, 1991]. Для некоторых вулканов имеются эмпирические соотношения между амплитудами сигнала и параметрами извержения, например, между высотой столба пепла или индексом экспозивности, что позволяет оперативно оценивать мощность извержений [Newhall, Self, 1982; McNutt, 1994]. В настоящее время RSAM вычисляется преимущественно не по исходным широкополосным сейсмическим записям, а в целевом диапазоне частот для конкретного вулкана.

При наличии на вулкане постоянной сети наблюдений, состоящей из нескольких станций, по распределению амплитуд на станциях можно определить эпицентр, а в некоторых случаях и гипоцентр источника тремора. Предполагая единственный доминирующий в записях источник в однородной среде с известной добротностью и скоростью распространения доминирующих в сигнале сейсмических волн, амплитуду сигнала на станции (A_i) можно описать выражением:

$$A_i = \frac{A_0}{d_i^{\alpha}} \exp\left(-\frac{\pi f d_i}{Qv}\right) \quad (1)$$

где A_0 – амплитуда в источнике, Q – добротность, f – частота, d_i – расстояние от станции до источника, v – скорость распространения волны, α – фактор геометрического расхождения: $\alpha = 1$ для объёмных вол и $\alpha = 1/2$ для поверхностных. Отсюда положение источника и амплитуду сигнала в нём можно определить методом сеточного поиска по функционалу невязки между наблюдаемыми и синтетическими амплитудами. Позднее этот метод был модифицирован в метод отношений амплитуд на станциях («seismic amplitude ratio» SAR), позволяющий исключить независимую величину амплитуды в источнике.

Близким по смыслу является метод сканирования источников, именуемый также сейсмоэмиссионной томографией, или методом обратной проекции [Кугаенко и др., 2004; Чеботарева, 2012; Grigoli et al., 2013]. Этот метод подразумевает когерентное суммирование по сейсмической сети некоторой характеристической функции сейсмической трассы и по своему смыслу представляет собой некоторое упрощение миграции в обращенном времени [Чеботарева, 2018]. В качестве такой характеристической функции чаще всего используется амплитуда сигнала или её сглаженная огибающая, но могут использоваться и более сложные функции [Kao, Shan, 2004; Poiata et al., 2016; Beaucé et al., 2024]. Обычно этот метод реализуется путём вычисления пространственно-временного распределения интенсивности через суммирование характеристической функции трассы со сдвигом на время пробега от точки среды до соответствующей станции [Кугаенко, 2001]. Максимальное значение этого распределения для каждого момента времени даёт оценку вероятности возбуждения в данный момент сейсмического события. Таким образом, события детектируются как моменты времени, для которых максимум распределения интенсивности выше некоторого порога, а положение источника – как положение этого максимума в пространстве [Abramenkov et al., 2020]. Такой подход позволяет обнаружить сейсмические события с отсутствием чётких первых вступлений и локализовать их источник, что особенно полезно для анализа ДП-сейсмичности [Frank, Shapiro, 2014].

Упомянутые методы рассматривают амплитуду сейсмических записей на станциях в предположении о наличии одного типа сигнала в некоторой целевой полосе частот, излучаемого источником в пределах сети наблюдения. Однако одной лишь амплитуды сигнала недостаточно для детального изучения сейсмовулканической активности в магма-гидротермальной системе, требуется также исследование частотно-временных и поляризационных свойств сигналов [McNutt, Roman, 2015]. Самый просто способ исследования частотного состава сигнала во времени — это вычисление спектрограмм (амплитуды или энергии оконного преобразования

Фурье) или скалограмм (амплитуды вейвлет-преобразования) сигнала на одном канале одной станции, позволяющее оценить изменение во времени распределения спектральной энергии сигнала [Bartosch, Seidl, 1999; Lapins et al., 2020]. Для сигналов тремора также полезно определение спектральной плотности мощности («power spectral density», PSD) – статистической оценки энергии сигнала в предположении о стационарности сигнала [Melchor et al., 2020]. Однако интерпретация спектральных особенностей сигналов по спектрограммам одной станции неоднозначна из-за влияния локальных резонансных структур и рассеяния [Fehler, 1983; Konstantinou, Schlindwein, 2003].

Поляризационный анализ трехканальной записи одной станции позволяет определить, какой тип волн доминирует (P-, S-волны, волна Рэлея или волна Лява, или их интерференция) в сейсмических записях, и оценить их направление [Гордеев и др., 1986; Vidale, 1986]. Пересечение лучевых направлений, определенных по нескольким станциям, позволяет оценить положение источника в плане [Викулин, Викулина, Гордеев, 1980]. В настоящий момент для анализа сигналов тремора применяются методы поляризационного анализа как во временной [Ereditato, Luongo, 1994], так и в частотной [Chouet et al., 1997] и частотно-временной областях [Haney et al., 2020].

Особенно эффективны для исследования ДП-сейсмичности методы на основе анализа кросс-корреляции сейсмических записей сети наблюдения за короткие интервалы времени [Shapiro, Soubestre, Journeau, 2025]. Самым распространённым среди них является метод частотно-волновых диаграмм спектральной мощности (f-k beamforming), подразумевающий анализ в частотной области записей компактной сети, установленной в стороне от источника сигнала [Goldstein, Archuleta, 1987]. Идея метода заключается в когерентном суммировании кросс-спектральной энергии коротких записей на разных станциях с учётом кажущейся медленности волн и направлений на источник относительно сети [Rost, Thomas, 2002; Schweitzer et al., 2012]. Таким образом, на каждой частоте можно разделить разные типы волн и источники по кажущейся медленности и азимуту и определить их направление на источник сигнала. Для анализа вулканического тремора часто используются расстановки из нескольких таких антенн, что позволяет определить положение источника в плане по пересечению лучевых направлений [Ferrazzini, Aki, Chouet, 1991; Almendros et al., 1997], а в некоторых случаях и его глубину [Almendros, Chouet, Dawson, 2001].

Методы кросс-корреляции можно рассматривать и в более общем виде как способ извлечения из записей разных станций информации о когерентной части волнового поля, регистрируемого на всей сейсмической сети [Wagner, Owens, 1996]. В частности, применительно к ДП-сейсмичности и, в особенности, к треморам, этот подход позволяет не анализировать

случайную по своей природе фазовую информацию непрерывных записей, а перейти к разнице фаз на паре станций и оценить когерентность сигнала на всей сети наблюдения, что позволяет обнаружить целевые сигналы [Seydoux et al., 2016] и локализовать источник в пространстве [Soubestre et al., 2019]. С этой точки зрения подобные методы могут применяться не только к компактным антеннам, но и к относительно разреженным сетям, окружающим потенциальный источник сигнала. Именно в таком виде в данной работе применен метод анализа кросс-корреляции сигнала сети в спектральной области, подробно описанный в разделе 2.2.

В настоящее время все упомянутые подходы анализа сейсмических данных дополняются методами машинного обучения, например, для автоматической идентификации событий [Zhong, Tan, 2024] и классификации типов сигнала по волновым формам и их спектрограммам [Fee et al., 2025], кластеризации источников сигнала по кросс-корреляциям записей [Yates et al., 2023] и для многих других задач, что позволяет ускорить оперативный мониторинг вулканической сейсмичности, увеличить объёмы извлекаемой полезной информации из сигналов и выявить скрытые процессы.

2.1.2 Ковариационный анализ сейсмических записей

2.1.2.1 Матрица ковариации сейсмической сети и её свойства

Сейсмическая запись индивидуальной станции (u_i), установленной в вулканически активном районе, может содержать в себе сигналы от множества источников, включая удаленные землетрясения (u_i^{tect}), естественный (u_i^{amb}) и антропогенный (u_i^{ant}) окружающий шум и вулканические сигналы (u_i^{volc}), а также инструментальный шум прибора (u_i^{inst}), что можно представить в следующем виде:

$$u_i(t) = u_i^{tect}(t) + u_i^{amb}(t) + u_i^{ant}(t) + u_i^{volc}(t) + u_i^{inst}(t) \quad (2)$$

При переходе в частотную область набор записей на сети, формирующий вектор данных $\boldsymbol{u}$, может быть записан как:

$$\boldsymbol{u}(f) = \sum_{k}^{K} \boldsymbol{\alpha}_k \boldsymbol{s_k}(f) \; + \boldsymbol{n^p}(f) + \boldsymbol{n^n}(f) \quad (3)$$

где – $\boldsymbol{s_k}(f)$ и $\boldsymbol{\alpha}_k$ – сигнал, возбужденный k-ым когерентным источником, и его комплексная амплитуда на станциях; K – количество независимых источников, т.е. $\boldsymbol{s_i}(f)\boldsymbol{s_j^{\dagger}}(f) = 0$; $\boldsymbol{n^p}$ и $\boldsymbol{n^n}$ – распространяющийся (рассеянные волны от источников и естественного шума) и не распространяющийся (инструментальный, локальный) по сети шум, † - эрмитово сопряжение (транспонирование и комплексное сопряжение). В такой нотации матрица ковариации сети определяется как математическое ожидание кросс-корреляций записей пар станций и содержит в себе пространственную структуру записанного на сети волнового поля:

$$\mathbf{C}(\boldsymbol{f}) = \mathbf{E}[\boldsymbol{u}(\boldsymbol{f})\boldsymbol{u}^{\dagger}(\boldsymbol{f})] = \sum_{k}^{K} a_k^2(f)\boldsymbol{s_k}(f)\boldsymbol{s_k^{\dagger}}(f) + \mathbf{C^p}(\boldsymbol{f}) + \nu^2(\boldsymbol{f})\boldsymbol{I}, \quad (4)$$

где † – эрмитово сопряжение (транспонирование и комплексное сопряжение), $\mathbf{C^p}$ – распространяющийся по сети шум, ν^2 – среднеквадратичное отклонение не распространяющегося шума на станции, предполагающее некоррелируемость когерентных источников с шумом обоих типов, а также некоррелируемость нераспространяющегося шума на разных станциях и других типов сигналов.

Для наглядного описания физического смысла матрицы ковариации можно рассмотреть несколько примеров. Пусть сейсмическая запись на всех станциях **r** состоит только из сигнала, возбужденного в источнике **s** с функцией источника **S(f)** в среде без рассеивания и затухания:

$$\boldsymbol{u_{r,s}}(f) = S(f)\exp\left(-2\pi i f t_{r,s}\right) \quad (5)$$

Тогда матрица имеет вид:

$$\mathbf{C}(\boldsymbol{f}) = |S(f)|^2\exp(-2\pi i f \Delta t), \quad (6)$$

где Δt – разница времени пробега между двумя станциями, $|S(f)|^2$ – спектральная мощность источника. То есть, с помощью корреляции записи одного источника можно извлечь разницу фаз между станциями и спектральную мощность источника.

В таком же виде возможно представить записи на сети сейсмических станций, состоящие из сигналов от K независимых источников, и сопоставить их с разложением матрицы на собственные векторы и собственные значения (спектральным разложением матрицы):

$$\mathbf{C}(\boldsymbol{f}) = \sum_{k}^{K} a_k^2(f)\boldsymbol{s_k}(f)\boldsymbol{s_k^{\dagger}}(f) = \sum_{k}^{K} |S_k(f)|^2 \exp(-2\pi i \Delta t_k) = \sum_{k}^{K} \lambda(f)\boldsymbol{v_k}(f)\boldsymbol{v_k^{\dagger}}(f). \quad (7)$$

Поскольку матрица $\mathbf{C}(\boldsymbol{f})$ по определению положительная полуопределенная, то все её собственные числа вещественные неотрицательные, а собственные векторы комплексные. Отсюда следует важное свойство матрицы ковариации – её разложение на собственные векторы и собственные значения представляет собой разложение на независимые источники. При этом собственные значения несут информацию о спектральной мощности сигнала в записях, а собственные векторы – о задержках фазы между станциями. В такой формулировке количество ненулевых собственных значений (ранг матрицы) отражает количество независимых источников.

В вулканических областях нельзя пренебрегать затуханием и рассеянием ввиду сильной неоднородности среды [Bracale et al., 2025]. В таком случае сигнал от одного источника записывается как:

$$\boldsymbol{u_{r,s}}(f) = S(f)\boldsymbol{a}(\boldsymbol{r_s}, \boldsymbol{r_r})\exp\left(-2\pi i f t_{r,s}\right) \quad (8)$$

где $\boldsymbol{a}(\boldsymbol{r_s}, \boldsymbol{r_r})$ – амплитудное затухание при пробеге от источника до станции. Тогда матрица ковариации сети имеет вид:

$$\mathrm{C}(\boldsymbol{f}) = |S(f)|^2\, \boldsymbol{a}(\boldsymbol{r}, \boldsymbol{r_s})\boldsymbol{a}(\boldsymbol{r}, \boldsymbol{r_s})^{\boldsymbol{T}} \exp(-2\pi i \boldsymbol{\Delta t}) + |S(f)|^2 \boldsymbol{C^{scat}}(\boldsymbol{f}), \quad (9)$$

при этом кросс-корреляция рассеянных волн $\boldsymbol{C^{scat}}$ для источника с фиксированными параметрами остаётся постоянной. Таким образом, в реальной записи с помощью разложения на собственные векторы можно выделить сигналы от независимых источников, при этом распределения собственных значений можно использовать для обнаружения когерентных сигналов, а фазовую задержку собственных векторов – для их локации в пространстве. Обычно собственные значения и соответствующие им собственные вектора сортируются по уменьшению ($\lambda_0 \geq \lambda_1 \geq \cdots \geq \lambda_n$), поэтому первый собственный вектор будет доминирующим, когерентным на всей сети сигналом.

В реальных сейсмических данных кроме волн отдельных источников всегда присутствуют шум и рассеянное волновое поле, поэтому для сети из N станций матрица ковариации всегда будет иметь N ненулевых собственных векторов. Для решения этой проблемы в задачах обнаружения сигналов в работе Seydoux et al., [2016] для оценки количества наблюдаемых на сети независимых источников была предложена метрика ширины распределения собственных значений матрицы ковариации – σ («spectral width», спектральная ширина):

$$\sigma(f) = \frac{\sum_{i=1}^{N}(i-1)\lambda_i(f)}{\sum_{i=1}^{N}\lambda_i(f)} \quad (10)$$

Низкие значения спектральной ширины характерны для доминирования в сигнале одного когерентного сигнала от локализованного источника, тогда как высокие значения соответствуют фоновому сейсмическому шуму, состоящему из распределенных источников (рис. 5). Абсолютное значение спектральной ширины зависит от количества станций, их расстояния между станциями и длины волн, наблюдаемых на рассматриваемых частотах.

Обработка непрерывных сейсмических записей для оценки матрицы ковариации и спектральной ширины происходит в несколько этапов. Сначала для снижения влияния вариации амплитуды сигнала на станции, подверженной локальными эффектами условий установки, а также для снижения нестационарности сейсмического сигнала и перехода к анализу фазовой когерентности сигналов, сейсмические записи предварительно нормализуются в частотной и временной областях. В качестве частотной нормализации обычно применяется спектральное отбеливание – деление спектра сигнала на сглаженный амплитудный спектр, а в качестве временной нормализации (в зависимости от выбора целевого сигнала) может быть применена нормализация на сглаженную огибающую (для выделения непрерывных сигналов и подавления импульсных) или на энергию сигнала (для сохранения формы сигнала импульсных событий).

Затем в коротком скользящем окне (δt и t_m – длина и центральное время окна) вычисляют преобразования Фурье нормализованных записей на станциях $u(t_m, f)$ и считают их среднюю кросс-корреляцию по M окнам. Таким образом на каждой частоте получается оценка матрицы ковариации в окне осреднения Δt и с центральным временем t_w:

$$\boldsymbol{C}(t_w, f) = < u(t_m, f)u^{\dagger}(t_m, f) >_{\Delta t} = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} u(t_m, f)u^{\dagger}(t_m, f). \quad (11)$$

Затем для каждой такой матрицы выполняется спектральное разложение и вычисляется спектральная ширина, характеризующая фазовую когерентность сигнала в этом окне на каждой частоте.

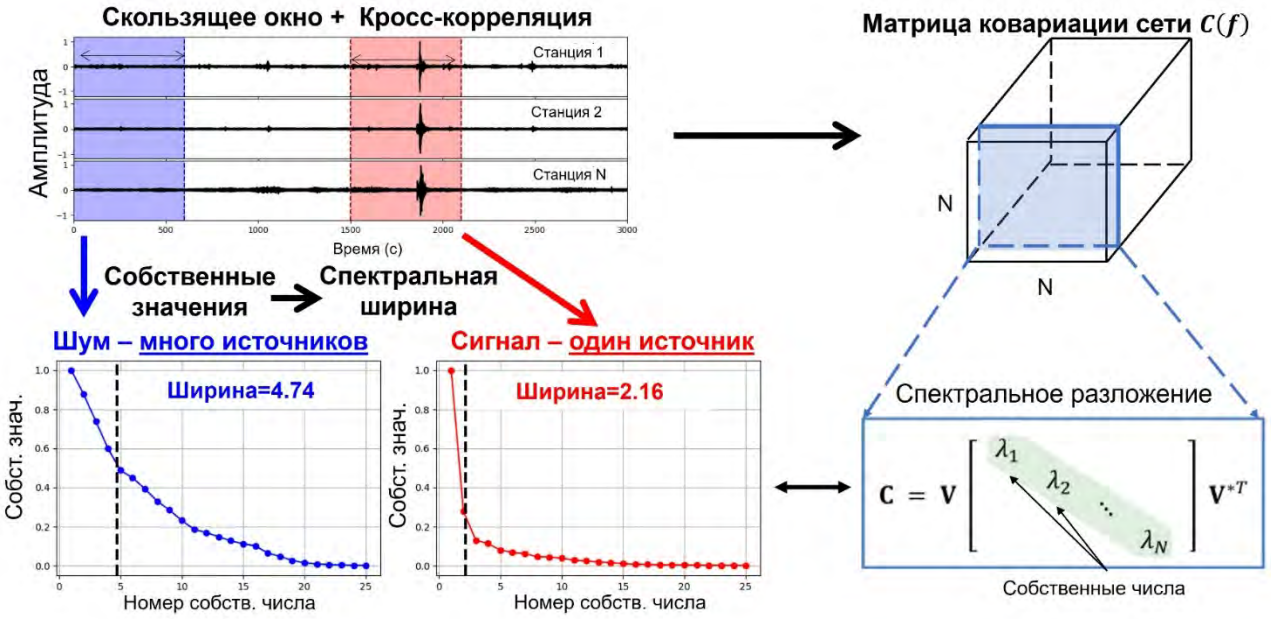


Рисунок 5. – Концептуальная схема процедуры оценки матрицы ковариации сейсмических записей и её спектральной ширины на примере записей, содержащих сильное землетрясение.

2.1.2.2 Локация источников сигнала в пространстве

Используя вычисленные матрицы ковариации сети, можно определить пространственное положение источника доминирующего сигнала и оценить его пространственную сфокусированность. Процесс локации источников включает в себя несколько этапов (рис. 6).

Сначала вычисляется низкоранговая аппроксимация матрицы ковариации как внешнее произведение первого собственного вектора на самого себя:

$$C^{1}(t_w, f) = v^{(1)}(t_w, f)v^{(1)\dagger}(t_w, f). \quad (12)$$

Такая аппроксимация содержит в себе информацию о фазовых задержках сигнала доминирующего источника между парами станций, а с помощью обратного преобразования Фурье эти фазовые задержки можно трансформировать в задержки времени пробега на кросс-

корреляциях. Эти корреляции фильтруются в полосе частот целевого сигнала, затем к ним применяется алгоритм сканирования источников. Сначала вычисляются огибающие кросс-корреляции, сглаженные гауссовым окном длительностью 1 секунда S_{ij} для снижения влияния рассеяния. После чего в заданной скоростной модели рассчитывается поле времен пробега волн от каждой станции ($\tau_i(\boldsymbol{r})$). Полученные поля времен используются для вычисления функции правдоподобия пространственного расположения источника $R(\boldsymbol{r})$: для каждого узла модели $\boldsymbol{r}$ вычисляется разница времени пробега для каждой пары станций, а соответствующие огибающие корреляций сдвигаются и суммируются на нулевом времени корреляции:

$$R(\boldsymbol{r}) = \sum\sum S_{ij}\left[\tau_i(\boldsymbol{r}) - \tau_j(\boldsymbol{r})\right]. \qquad (13)$$

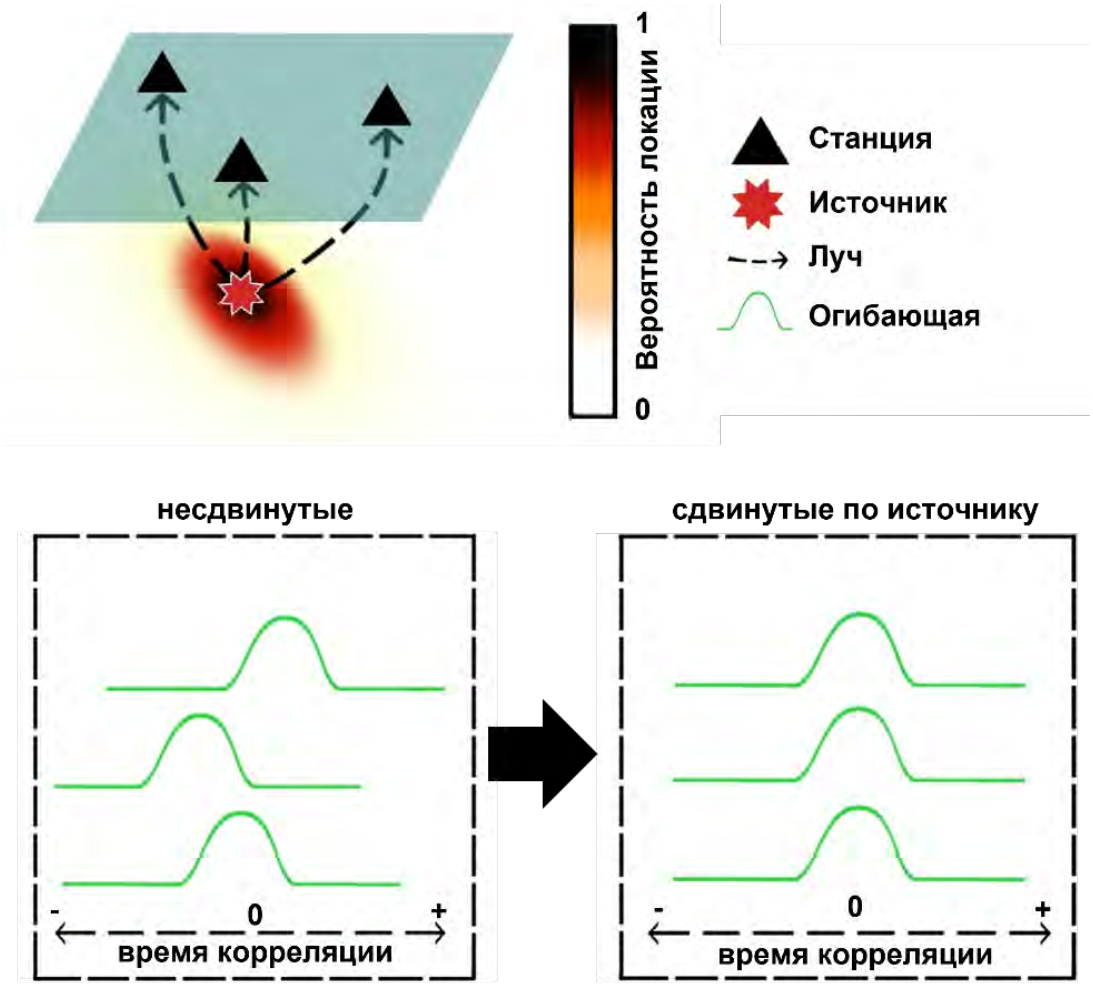


Рисунок 6. – Концептуальная схема процедуры локации источника сигнала на примере сигнала на рис. 5.

Максимум этого распределения даёт положения источника, среднее латеральное и вертикальное расстояние от максимума до изоповерхности 99% $max(R(r))$ вертикальные и латеральные неопределенности локации. Отношение максимального значения к среднему даёт

оценку пространственной сфокусированности источника, называемую функцией отклика сети («network response function», NRF):

$$NRF = \frac{\max\big(R(r)\big)}{\sum_r R(r)/N_r}. \tag{14}$$

2.1.2.3 Классификация сигналов и детекция тремора

Полученные с помощью ковариационного анализа записей параметры спектральной ширины и NRF могут быть использованы для обнаружения сигналов сейсмовулканического тремора. При этом предполагается, что записи тремора характеризуются высокой когерентностью на сети и высокой пространственной фокусировкой источника. Для этой задачи сперва отбрасываются окна записей, содержащие далекие региональные события (чей источник сигнала локализуется на границах сетки времен пробега). Затем вычисляется средняя величина спектральной ширины в целевой полосе частот $[f_1, f_2]$, а временной ряд NRF нормируется на максимальную и минимальную величину за некоторый период времени $t_w \in t_{ref}$- $\max\limits_{t_w \in t_{ref}} NRF(t_w)$ и $\min\limits_{t_w \in t_{ref}} NRF(t_w)$, чтобы его вариации лежали в интервале от 0 до 1:

$$NRF^*(t_w) = \frac{NRF(t_w) - \max\limits_{t_w \in t_{ref}} NRF(t_w)}{\max\limits_{t_w \in t_{ref}} NRF(t_w) - \min\limits_{t_w \in t_{ref}} NRF(t_w)}. \tag{15}$$

Затем классификация производится одним из двух способов: на основе некоторых статистических оценок для спектральной ширины и NRF*, выделяя окна, содержащие сигнал, как выбросы относительно характеристик фонового сигнала; с помощью визуальной классификации по диаграмме средней спектральной ширины как функции NRF* некоторой параметризованной линией отделяются точки, относящиеся к сигналу, с использованием в качестве ориентира окон, для которых заведомо известно, что они содержат шум.

2.1.2.4 Кластеризация источников тремора

Используя предположение, что первый собственный вектор матрицы ковариации содержит информацию о доминирующем источнике сигнала, можно проанализировать его изменения во времени. В случае, если в сигнале доминирует сейсмовулканический тремор, то первый собственный вектор представляет собой слепок местоположения и механизма источника в фазовых задержках между станциями. Поэтому выявлений изменений в источнике треморов было предложено использовать коэффициент корреляции между первыми собственными векторами матрицы ковариации [Soubestre et al., 2018]. Поскольку каждый собственный вектор на фиксированной частоте — это комплексная величина, то коэффициент корреляции между ними можно вычислить как среднее в полосе частот, нормированное скалярное произведение:

$$cc_{k,l} = \frac{1}{n_{freqs}} \sum_{f=f_1}^{f=f_2} \frac{\left|(\nu^1{}_l(f) \cdot \nu^{1*}{}_k(f)\right|}{\|\nu^1{}_l(f)\| \|\nu^1{}_k(f)\|}. \quad (16)$$

По сути, эта метрика отражает среднее сходство доминирующих источников сигнала, зарегистрированных в разные моменты в целевом частотном диапазоне. Совокупность коэффициентов корреляции, вычисленных между всеми анализируемыми временными окнами, образует матрицу корреляции, отражающую взаимоотношение источников сигналов в течение времени наблюдения.

2.1.3 Непрерывный тремор во время эпизода дегазации вулкана на примере вулкана Горелый в 2013 году

Для адаптации ковариационного анализа для анализа длиннопериодной сейсмичности, связанной с гидротермальной активностью, был исследован непрерывный вулканический тремор, сопровождавший эпизод интенсивной дегазации вулкана Горелый (Камчатка) в 2013 году.

2.1.3.1 Вулкан Горелый и эпизод интенсивной дегазации в 2013 году

Горелый – это активный щитовой вулкан, расположенный в южной части Камчатского полуострова и относящийся к Восточному Вулканическому хребту, связанному с активной субдукцией Тихоокеанской плиты. Вулкан расположен примерно в 70 км от Петропавловска-Камчатского и в 15 км от действующего вулкана Мутновский и Мутновской геотермальной электростанции. В данном вулканическом комплексе выделяют две структуры: «Старый Горелый» и «Молодой Горелый». «Старый Горелый» представляет собой кальдеру размером 9 х 13 км, в центре которой расположен «Молодой Горелый». «Молодой Горелый» состоит из трех основных конусов, 11 наложенных друг на друга кратеров, примерно 40 шлаковых конусов и многочисленных лавовых потоков [Кирсанов, Мелекесцев, 1991]. Кальдера «Старого Горелого» является кальдерой типа Кракатау; она образовалась в результате обрушения крупного магматического резервуара, которому предшествовало мощное извержение дацит-андезитового состава, примерно 38 000–40 000 лет назад [Селянгин, Пономарева, 1999], или в результате множественных извержений, образовавших несколько вложенных кальдер [Seligman et al., 2014]. Во время последнего оледенения (25 000–10 000 лет назад) началась современная фаза активности, характеризующаяся базальтово-андезитовым составом изверженных пород [Селянгин, Пономарева, 1999]. Исторические фреатические и фреатомагматические извержения происходили в 1828, 1832, 1855, 1869, 1929-1931, 1947, 1961, 1980-1981 и 1984-1986 гг. и характеризовались выбросами газов и пепла, покрывающими территории площадью до 500 км² [Толстых и др., 2012].

Для изучения строения магма-гидротермальной системы Горелого и источников её питания было проведено множество геохимических, геологических и петрологических исследований [Gavrilenko et al., 2016; Симонов et al., 2021]. С 1980-х годов проводятся также геофизические исследования, такие как магнитотеллурические, гравиметрические и сейсмотомографические [Kuznetsov et al., 2017; Belovezhets et al., 2026]. Сейсмовулканическая активность Горелого изучается с 1984 г. [Соболевская, 2009; Кугаенко, Нуждина, Салтыков, 2011; Берсенева, Соболевская, 2013]. С 2009 г. мониторинг активности Горелого ведется также с помощью визуальных и спутниковых наблюдений группой VONA/KVERT (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН) и Лабораторией исследований сейсмической и вулканической активности Камчатского филиала Единой геофизической службы РАН.

Новая фаза активности началась в 2007 году и ознаменовалась эпизодом мощной дегазации в период с 2010 по 2014 год. Этот эпизод характеризовался струйным выделением газа из открытого жерла и трещин в северной стенке кратера [Aiuppa et al., 2012]. Температура газа на поверхности достигала 900 градусов, скорость потока вещества составляла до 11000 тонн в сутки, а в выносимом материале преобладал водяной пар (до 9700 тонн в сутки). Состав газа имел признаки магматических компонент [Aiuppa et al., 2012]. Кроме того, это извержение сопровождалось усилением сейсмической активности, проявлявшейся как в вулкано-тектонических землетрясениях, так и в длинно-периодных сигналах [Берсенева, Соболевская, 2013; Abramenkov et al., 2020].

2.1.3.2 Сейсмические данные и их обработка

В 2013-2014 гг. для исследования сейсмовулканической активности, сопровождавшей дегазацию Горелого, была установлена локальная временная сейсмологическая сеть ИНГГ СО РАН совместно с ИВиС ДВО РАН. Сеть состояла из 20 станций, каждая из которых была оборудована трехкомпонентным широкополосным велосиметром CME-4311 и регистраторами данных Baykal-ACN-87/88 [Abramenkov et al., 2020]. Непрерывные сейсмические записи регистрировались с частотой дискретизации 100 (модель ACN-87) и 50 Гц (модель ACN-88). Анализ длинно-периодной сейсмичности по этим данных выявил 1737 высокоэнергетических землетрясений с длительным периодом колебаний в диапазоне частот 1-10 Гц, образовавших пять последовательных кластеров. Текущее исследование сосредоточено на анализе трехкомпонентных непрерывных записей с 15 станций, функционировавших непрерывно в период с 28 августа по 31 декабря (рис. 7).

Ковариационный анализ производился с помощью открытого пакета CovSeisNet [Tong et al., 2024] независимо для всех трёх компонент сейсмических записей сети. Для снижения вычислительных затрат анализ проводился по часовым отрезкам записей с пониженной частотой

дискретизации до 25 Гц, предварительно отфильтрованным в полосе 0.1 – 10 Гц. Каждая такая трасса независимо нормализовалась в частотной и временной областях с использованием спектрального отбеливания и нормализации на сглаженную огибающую сигнала. Затем нормализованные записи разбивались на окна длиной 25 секунд с перекрытием 50%, а оценка матрицы ковариации и её спектральной ширины проводилась по 50 окнам, характеризуя сигнала в окнах длиной 625 секунд и с перекрытием 50% (рис. 8). Положение доминирующего источника определялось по первому собственному вектору ковариационной матрицы в сетке времен пробега, рассчитанной пакетом PyKonal [White et al., 2020] в одномерной скоростной модели S-волн [Abramenkov et al., 2020] с шагом дискретизации 200 м.

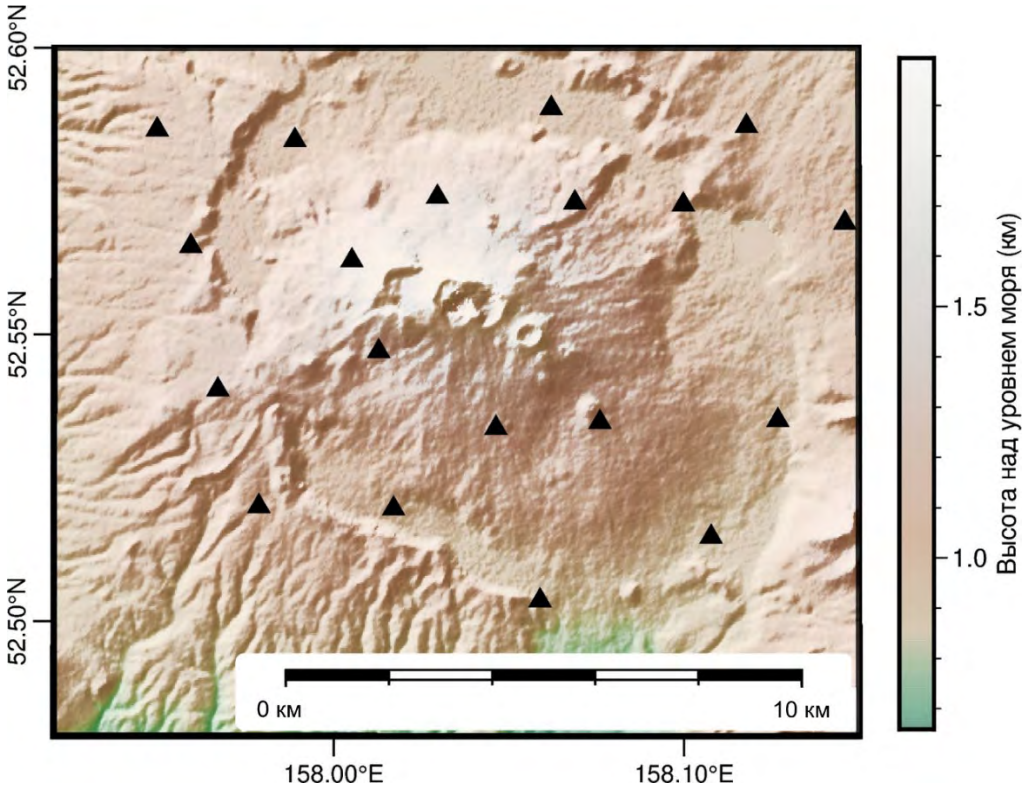


Рисунок 7. – Карта станций временной сейсмической сети, установленной на вулкане Горелый в 2013-2014 гг.

Классификация записей на сигналы тремора и шума выполнялась в два этапа: сперва независимо для трех компонент (рис. 9), а затем окно считалось достоверно определенным как тремор, если оно было классифицировано так на всех компонентах сигнала. Матрицы корреляции оценивались отдельно для каждой компоненты. Существенных различий между компонентами выявлено не было, поэтому для дальнейшего анализа использовалась средняя по ним (рис. 10). Поскольку полученная матрица имела достаточно простую структуру, исследуемый интервал был разделён на последовательные временные кластеры визуально.

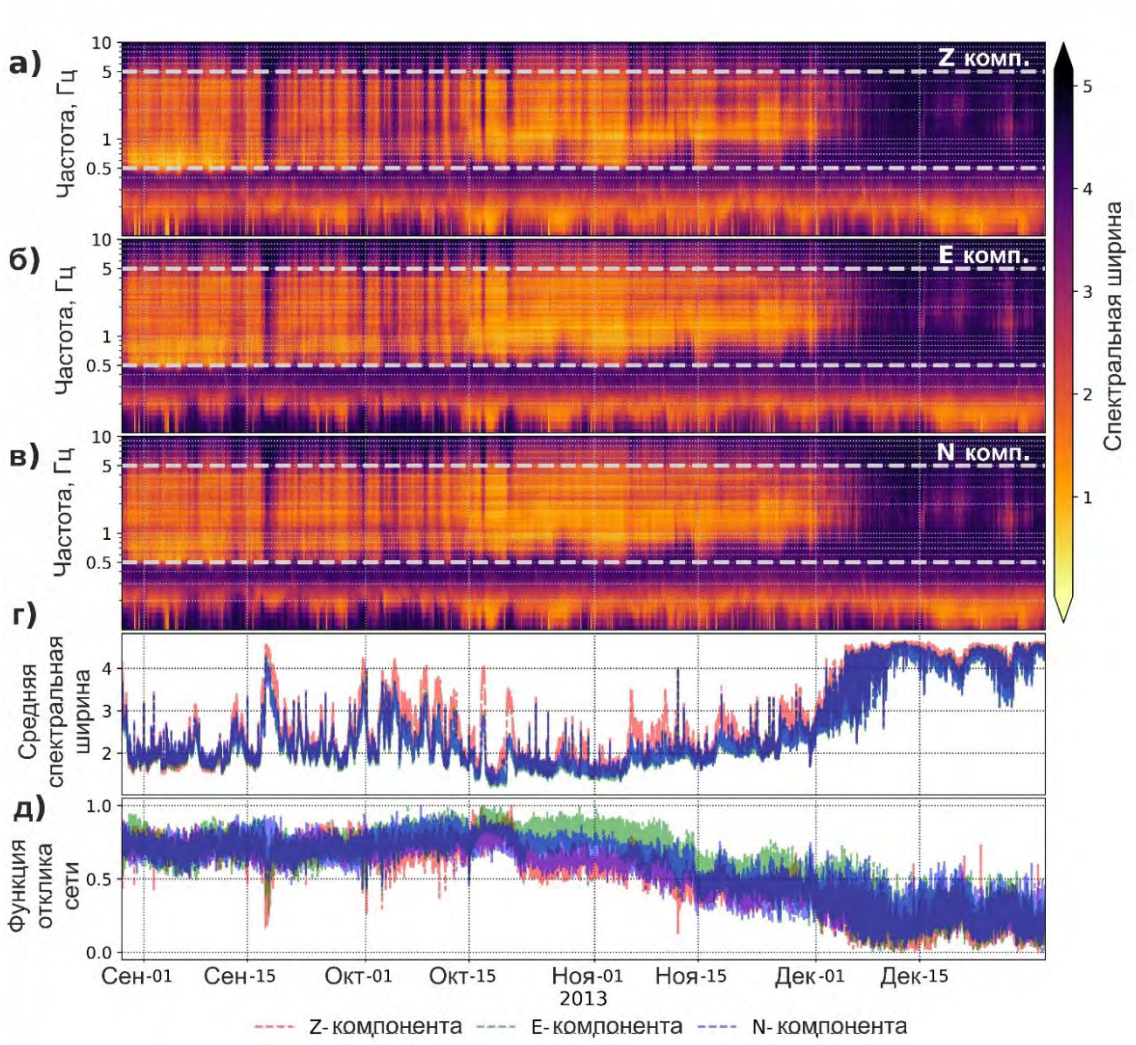


Рисунок 8. – Характеристика записанного волнового поля. На панелях a–c показана ковариационная матрица спектральной ширины, вычисленная для каждой частоты в течение 625-секундных перекрывающихся окон: а) Z-компонента, б) E-компонента и в) N-компонента. Две горизонтальные белые линии указывают целевую полосу пропускания для вычисления г) средней спектральной ширины и д) функции отклика сети.

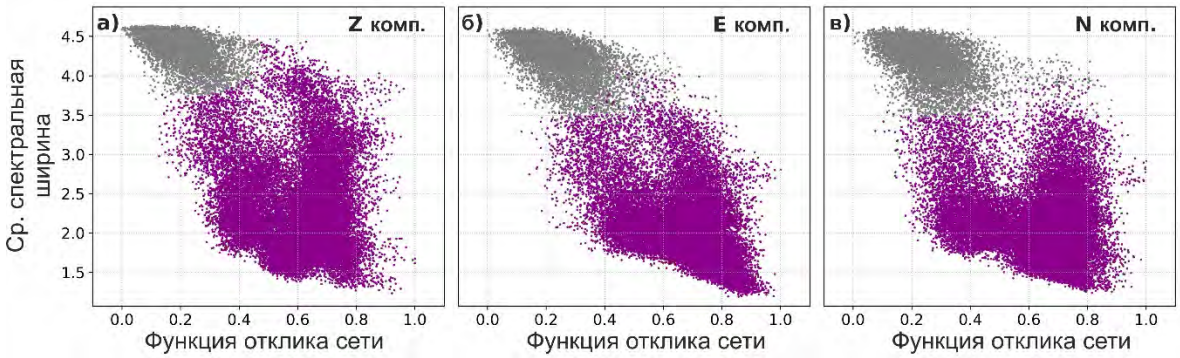


Рисунок 9. – Средняя спектральная ширина как функция от величины функции отклика сети. а) для Z-компоненты, б) для E-компоненты, в) для N-компоненты. Серым цветом обозначены наблюдения, классифицированные как фоновый шум. Фиолетовым цветом обозначены наблюдения, классифицированные как тремор.

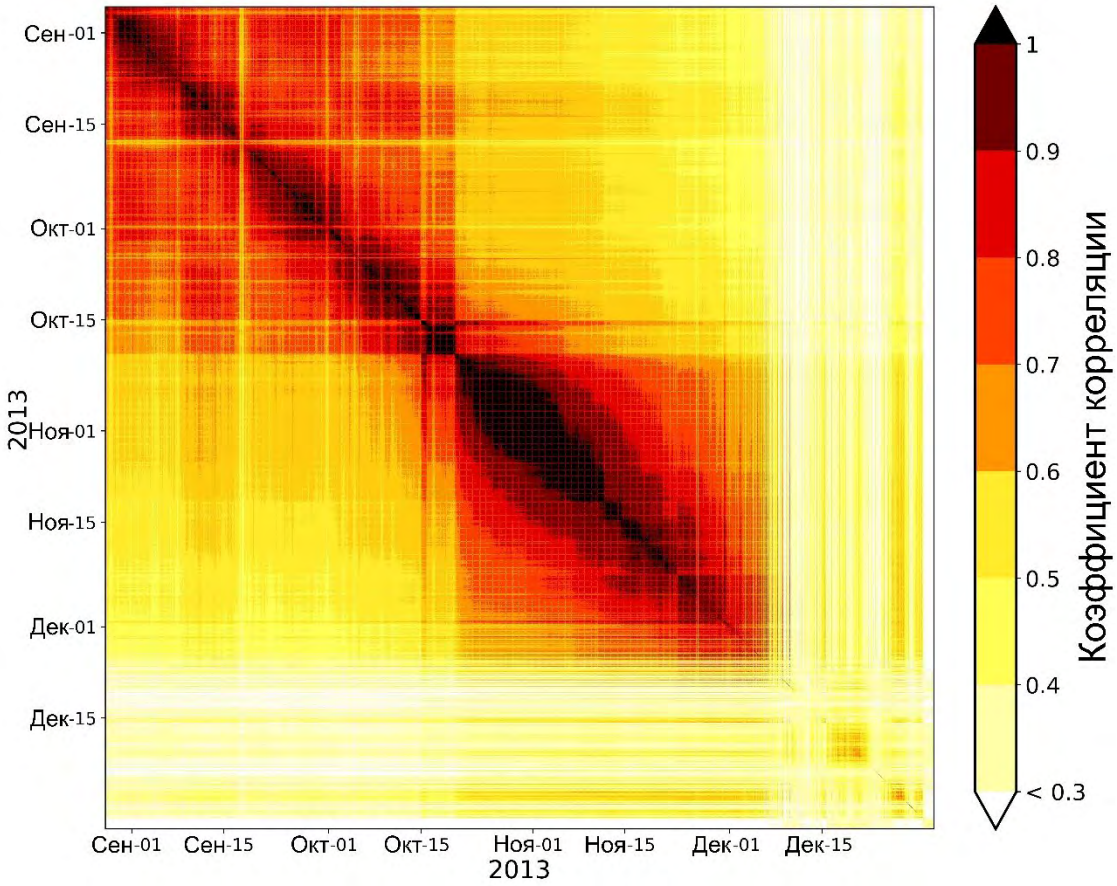


Рисунок 10. – Усредненная по компонентам матрица корреляции между первыми собственными векторами всех проанализированных ковариационных матриц.

2.1.3.3 Результаты и их обсуждение

Анализ спектральной ширины матрицы ковариации выявил непрерывный сейсмовулканический тремор с 28 августа до начала декабря 2013 г. преимущественно в диапазоне 0,5–5 Гц (рис. 8). Всего по соотношению NRF и средней спектральной ширины было выделено 28 656 содержащий тремор окон записи (рис. 9). Спектральная ширина на всех трёх компонентах изменялась аналогичным образом, хотя на вертикальной компоненте чаще отмечались интервалы пониженной пространственной когерентности. С 29 августа по 17 сентября, за исключением 8 и 13 сентября, наблюдался тремор с минимальными значениями спектральной ширины в диапазоне 0,5–1 Гц. В период 19–30 сентября диапазон максимальной когерентности сузился до 0,7–1 Гц. С 1 по 13 октября интенсивность тремора уменьшилась, однако частотный диапазон максимальной когерентности практически не изменился. В период 14–20 октября зарегистрирован наиболее интенсивный и широкополосный тремор в диапазоне 0,5–5 Гц. После 20 октября и до 6 декабря диапазон когерентного сигнала сузился до 1–4 Гц, при этом максимум когерентности находился преимущественно в области 1–2 Гц. Низкочастотная компонента ниже 1 Гц эпизодически наблюдался только 31 октября–6 ноября и 14–17 ноября. Во второй половине декабря отмечались отдельные импульсы когерентного сигнала, однако в целом

этот период характеризовался высокой спектральной шириной и отсутствием выраженной сейсмо-вулканической активности.

Усреднённая по компонентам матрица подобия собственных векторов ковариационных матриц выявила три основных временных кластера (рис. 10). Кластеры I и III охватывали периоды времени 29 августа – 15 октября и 20 октября – 6 декабря, соответственно, и характеризовались коэффициентами корреляцией не менее 0,7. Кластер II, соответствующий 16–20 октября, был существенно меньше, но отличался крайне высокой корреляцией (близкой к 1.0) и, вероятно, представлял переходное состояние между кластерами I и III. Пространственное распределение гипоцентров показало, что максимумы распределения гипоцентров всех трёх кластеров располагались под постройкой Горелого, преимущественно под активным кратером (рис. 11). Кластер III был смещён к северо-востоку относительно кластера I, а кластер II занимал промежуточное между ними положение. Кластеры I и III характеризовались сходными максимальными глубинами гипоцентров, однако средняя глубина источников кластера III была несколько больше (рис. 11). При этом большинство гипоцентров кластера II располагались в первых сотнях метров под поверхностью. Для анализа пространственных различий из рассмотрения исключались гипоцентры с латеральной и вертикальной неопределённостью более 1,5 км (рис. 12).

Существенная связь между осадками и тремором наблюдалась до 15 октября: интервалы высокой спектральной ширины, соответствующие относительному затишью тремора, совпадали с периодами выпадения осадков (рис. 12). Это может быть связано с инфильтрацией метеорных вод в проницаемую верхнюю часть вулкана, повышением капиллярного давления и частичным блокированием газового потока [Hicks, Matthews, Cooker, 2009; Matthews, Barclay, Johnstone, 2009]. Дополнительный эффект при этом могло оказывать охлаждение путей миграции газов. После 20 октября такая зависимость исчезла; это совпало с понижением среднесуточной температуры ниже 0 °C и переходом от дождя к снегу. Можно предположить, что в кластерах I–II метеорные воды могли заметно влиять на фильтрацию газа, тогда как после перехода к кластеру III этот эффект существенно ослаб. При этом явной зависимости между свойствами тремора и атмосферным давлением, температурой или осадками, в целом, не обнаружено. Этот факт указывает на то, что метеорологические условия скорее модифицируют сейсмовулканическую активность.

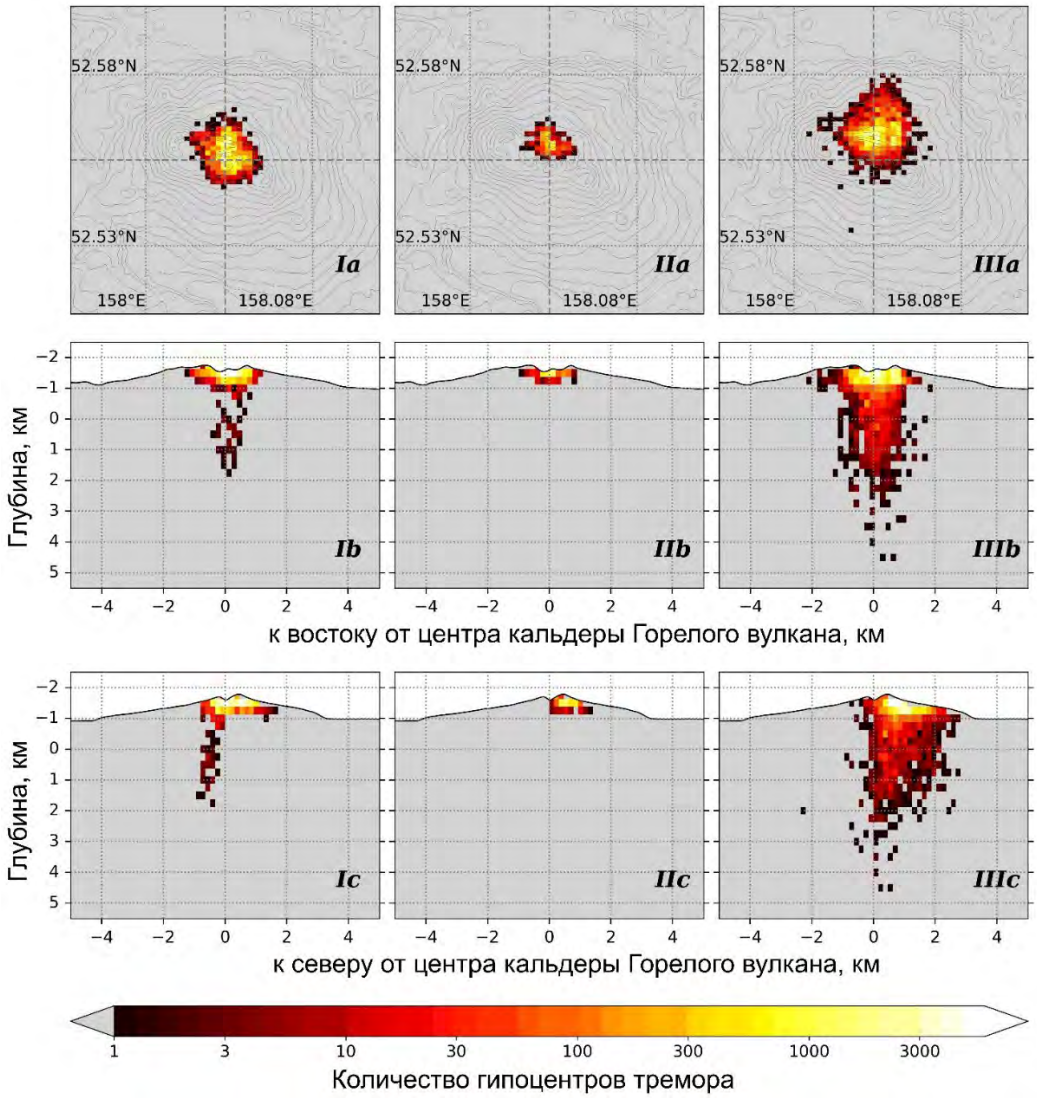


Рисунок 11. – Гистограммы гипоцентров источников тремора для кластеров I, II и III. Пересечение серых пунктирных линий на рисунках верхнего ряда указывает на центр кальдеры вулкана Горелый. Верхний ряд (Ia, IIa, IIIa) показывает суммарную гистограмму, спроецированную на поверхность. Средний ряд (Ib, IIb, IIIb) отображает суммарную гистограмму, спроецированную на сечение «восток-запад», а нижний ряд (Ic, IIc, IIIc) представляет те же данные, спроецированные на сечение «север-юг».

Полученное пространственное и временное распределение тремора может быть интерпретировано с помощью модели колебания газовой системы под проницаемой покрышкой [Girona, Caudron, Huber, 2019], в которой периодические колебания давления возникают вследствие накопления газа, его нестационарной фильтрации через проницаемые породы и поступления новых летучих компонентов. В такой модели кластер I может соответствовать преимущественному накоплению газа, кластер III - его активной инфильтрации через проницаемую зону, а кластер II - переходному состоянию. В пользу этого предположения свидетельствуют частые выбросы газа в период кластера III и их слабое проявление в период кластера I (рис. 12), а также резкое увеличение амплитуды сигнала в кластере II. Подобная

перестройка может быть обусловлена изменением проницаемости покрышки или внедрением магмы [Girona, Caudron, Huber, 2019]. Поскольку повышения доминирующей частоты, ожидаемого при внедрении магмы, не наблюдалось, в данном случае увеличение проницаемости более вероятно. Также на формирование новых трещин или раскрытие существующих могут указывать наблюдавшиеся 14–15 октября вулкано-тектонические землетрясения. После 1 декабря амплитуда тремора резко уменьшилась (рис. 8), что может соответствовать снижению проницаемости или постепенной герметизации газовой покрышки [Girona, Caudron, Huber, 2019]. Дальнейшее затухание тремора может также указывать на отсутствие поступлений нового магматического материала и постепенное охлаждение и дегазацию уже внедрённой магмы.

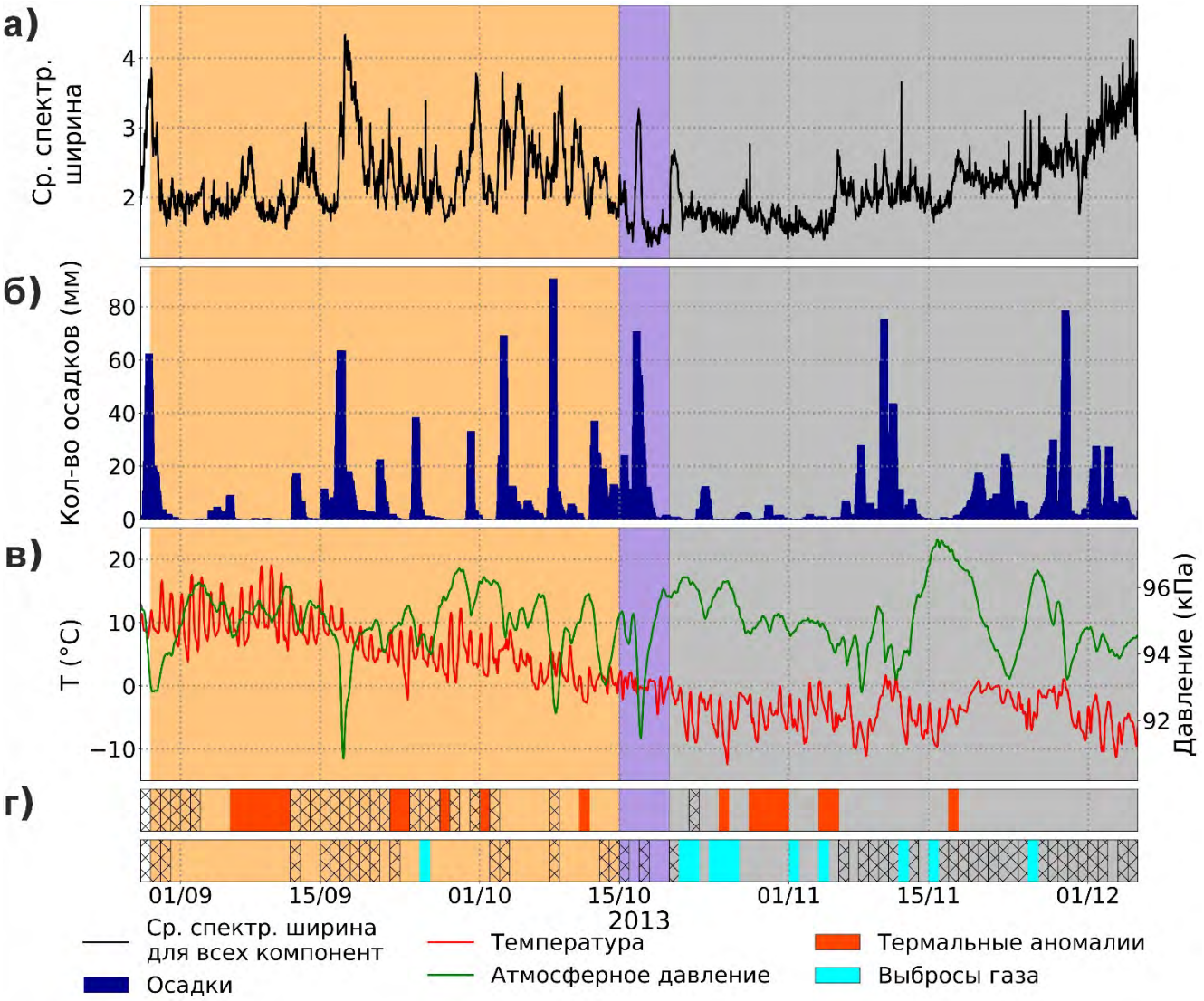


Рисунок 12. – Сравнение осадков (б), температуры и атмосферного давления (в), тепловых аномалий и выбросов газов (г), а также средней ширины спектра (а). На панели (г) заштрихованные области указывают временные интервалы, когда полная облачность препятствовала всем наблюдениям. Оранжевым цветом обозначен кластер I, фиолетовым — кластер II, а серым — кластер III. Данные о вулканической активности предоставлены КФ ФИЦ ЕГС РАН [Чебров и др., 2013; Сенюков, 2013] и KVERT [веб-сайт, 2025].

На основе полученных данных и предыдущих исследований процесс дегазации Горелого в сентябре –декабре 2013 года может быть описан в рамках следующей концептуальной модели, включающей 3 стадии: 1) накопление газа на глубине приблизительно 1 км над уровнем моря до 15 октября; 2) С 15 по 20 октября – реструктуризация системы трещин после достижения критического давления газа или внедрения свежей магмы; 3) после 20 октября активная дегазация через систему трещин и проницаемых пород, сопровождающаяся поступлением и накоплением нового газа. После прекращения подпитки оставшийся газ истощился в течение приблизительно трех недель, что привело к постепенному сужению диапазона частот тремора и его затуханию к 6 декабря. Альтернативным объяснением затухания тремора может быть герметизация каналов и закрытие трещин миграции газа, в то время как некоторое количество газа могло остаться в системе, не возбуждая сигналы тремора.

2.2. Анализ изменений сейсмических скоростей

2.2.1 Изменения сейсмических скоростей горных пород на активных вулканах

2.2.1.1 Связь сейсмических скоростей, напряженно-деформированного состояния и флюидонасыщенности горных пород

Скорости сейсмических волн контролируются упругими параметрами и плотностью горных пород. В простейшем случае изотропной среды они описывается как:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{(1-2\nu)}} V_s, \quad (17)$$

где μ – модуль сдвига, ρ – плотность, K – объемный модуль, ν – коэффициент Пуассона, V_s и V_p – скорость поперечной и продольной волны, соответственно [Аки, Ричардс, 1983]. Таким образом, изменение любого из этих факторов приводит к изменениям сейсмических скоростей. В сейсмологических исследованиях под скоростями сейсмических волн обычно подразумеваются эффективные на масштабе длин исследуемых волн скорости в горных породах. Несмотря на влияние плотности на значение скоростей, только в редких случаях наблюдаются объёмные деформации горных пород, приводящие к изменениям плотности, достаточным, чтобы вызвать регистрируемые изменения скоростей [Tromp, Trampert, 2018]. Поэтому изменения сейсмических скоростей обычно связывают с изменениями механических свойств и напряженно-деформированным состоянием горных пород [Fokker, 2024].

В лабораторных исследованиях было продемонстрировано, что изменения скоростей P- и S-волн непосредственно связаны с развитием деформаций горных пород. Так, в области упругого

поведения закрытие микротрещин приводит к росту скоростей, тогда как при достижении примерно половины предела прочности начинается образование новых трещин, сопровождаемое снижением скоростей [Fortin et al., 2011; Li et al., 2019]. При этом изменяется направление ориентации трещиноватости в породе, что отражается в изменении наблюдаемой сейсмической анизотропии [Nur, 1971].

Изменения скоростей определяются не только величиной напряжений, но и их пространственной структурой [Herwanger, Horne, 2009]. Реакция массива горных пород зависит от исходного напряженно-деформированного состояния, в частности, величины сдвиговых напряжений, распределения и ориентации существующих трещин, а также характера последующего нагружения или разгрузки [Blake, Faulkner, Rietbrock, 2013; Asnar et al., 2025]. Поэтому одинаковые нагружения могут вызывать как увеличение, так и уменьшение скоростей в различных частях изучаемых геологических объектов. Кроме того, волны с различными поляризациями имеют разную чувствительность к отдельным компонентам прикладываемого поля напряжений [Nur, 1971; Hazzard, Young, 2004]. Такое поведение можно описать в рамках нелинейной теории упругости, в частности, с помощью модели Мурнагана, использующей упругие константы более высокого порядка (константы Мурнагана), которые описывают, как изменяются упругие параметры изотропного материала при изменении прикладываемого напряжения [Hughes, Kelly, 1953]. С геологической точки зрения эти константы описывают, как изменяется структура горной породы при приложении нагрузки: закрываются или открываются трещины, изменяется форма пор, ориентация зерен и т.д.

Состояние порового пространства также оказывает большое влияние на сейсмические скорости. Согласно теории пороупругости, увеличение порового давления приводит к уменьшению эффективных напряжений и снижению упругих модулей и, соответственно, снижению скоростей распространения волн. Степень этого эффекта зависит от пористости, плотности и геометрии трещин и от того, каким флюидом заполнены поры [Николаевский, 1996]. В целом, увеличение пористости и трещиноватости сопровождается уменьшением скоростей [Авербух, 1982; Виноградов, Троицкий, Соловьева, 1989]. Насыщение пор жидкостью приводит к уменьшению скоростей поперечных волн, тогда как продольные волны менее чувствительны к этому, а при насыщении газом ситуация обратная [Николаевский, 1996]. Важно отметить, что эти общие закономерности справедливы только для изотропного распределения трещин и пор, в реальных же геологических объектах чаще наблюдается выделенные направления, особенно в случае вулканических построек, что приводит к более сложным связям трещиноватости и скоростей [Becker et al., 2007].

Наконец, механические свойства вулканических пород тесно связаны с процессами накопления и восстановления повреждений. Развитие микротрещин уменьшает эффективные модули упругости и вызывает снижение скоростей, причем, величина изменения скорости S-волн пропорциональна степени повреждения среды [Качанов, 1958; Carrier et al., 2015]. После прекращения разрушения происходит постепенное восстановление контактов между зернами и микротрещинами, сопровождаемое медленным восстановлением скоростей к исходным значениям по логарифмическому закону, характерному для процессов «залечивания» поврежденной среды [Чернышев, 1983; Schubnel et al., 2005].

2.2.1.2 Процессы, влияющие на временные изменения сейсмических скоростей на активных вулканах

На активных вулканах основными источниками изменений напряженно-деформированного состояния являются перераспределение давления и миграция флюидов в магма-гидротермальной системе. Внедрение интрузий, изменение давления в магматических телах и приповерхностных гидротермальных резервуарах формируют сложные поля напряжений, включающие области как растяжения, так и сжатия [Anderson, 1937; Mogi, 1958; McTigue, 1987]. В зависимости от ориентации существующих трещин и характера локального напряженного поля это может приводить как к открытию, так и к закрытию трещин, вызывая соответственно уменьшение или увеличение сейсмических скоростей [Hughes, Kelly, 1953; Tsai, 2011]. При дальнейшем росте давления возможно развитие необратимого повреждения пород, формирования зон локализованной деформации и разломов, что сопровождается дополнительным снижением скоростей [Amitrano, Helmstetter, 2006; Got et al., 2019]. Увеличение процента расплава в магматических телах, а также внедрение магматических флюидов также снижает скорости поперечных волн [Lyakhovsky et al., 2021]. Нагнетание газа под высоким давлением может, наоборот, привести к закрытию трещин и увеличению скоростей поперечных волн [Lebedev et al., 2009].

Гидротермальные процессы также могут приводить к изменениям сейсмических скоростей. В первую очередь, внедрение и миграция жидких гидротермальных флюидов приводит к увеличению порового давления, что снижает эффективное напряжение и уменьшает скорости распространения волн [Doetsch et al., 2018]. Как следствие, области распространения гидротермальных систем демонстрируют большую чувствительность к прикладываемым напряжениям, что увеличивает наблюдаемые вариации скоростей. Кроме того, гидротермальные изменения пород также влияют на их прочностные свойства и структуру порового пространства [Heap et al., 2017; Clarke et al., 2020]. Например, осаждение минералов из гидротермальных флюидов приводит к закупорке порового пространства, уменьшению проницаемости, что

увеличивает сейсмические скорости [Kennedy et al., 2020; Caudron et al., 2021]. Таким образом, временные вариации скоростей могут отражать как приток газа или гидротермальных растворов, так и постепенную герметизацию гидротермальной системы, предшествующую некоторым вулканическим извержениям [Mordret et al., 2010; Yates et al., 2019; Caudron et al., 2022].

Существенное влияние на временные вариации скоростей оказывают процессы внешнего нагружения, связанные с сезонным изменением уровня грунтовых вод и снежного покрова. Осадки изменяют вертикальные напряжения и одновременно влияют на поровое давление. В большинстве случаев дополнительная нагрузка способствует закрытию пор и трещин, что вызывает сезонное увеличение скоростей [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006; Hotovec-Ellis et al., 2014; Donaldson et al., 2019]. Однако в районах с развитой гидротермальной системой увеличение поверхностной нагрузки может стимулировать миграцию флюидов, раскрытие трещин и, наоборот, снижение скоростей [Silver et al., 2007; Taira, Brenguier, 2016]. Сезонные колебания температуры также могут приводить к изменениям сейсмических скоростей из-за термоупругих эффектов или оттаивания и промерзания приповерхностных слоёв [Tsai, 2011; Yates et al., 2019; Illien et al., 2025].

Кратковременные изменения скоростей также вызываются сильными землетрясениями. Динамические напряжения, возникающие при прохождении сейсмических волн, вызывают разупрочнение приповерхностных рыхлых пород, что может привести к снижению модулей упругости и уменьшению скоростей [Battaglia, Métaxian, Garaebiti, 2012; Lesage, Reyes-Dávila, Arámbula-Mendoza, 2014; Machacca-Puma et al., 2019]. Наиболее выраженные эффекты наблюдаются в первых сотнях метров вулканических построек и объясняются нелинейным размягчением гранулярной среды под действием сейсмического разрыхления [Johnson, Jia, 2005]. В дальнейшем происходит медленное восстановление механических контактов между зернами и постепенный возврат скоростей к исходному уровню вследствие процессов залечивания [Johnson, Sutin, 2005; Illien et al., 2025].

Наконец, изменения скоростей могут сопровождать крупномасштабные перестройки вулканической постройки, например, обрушение склонов и проседание кальдеры. Такие процессы разгрузки массива горных пород вызывают перераспределение напряжений и давления в магматической системе, что может приводить как к увеличению, так и уменьшению скоростей [Anggono et al., 2012; Duputel, Lengliné, Ferrazzini, 2019; Hotovec-Ellis et al., 2022].

Таким образом, временные изменения сейсмических скоростей отражают комплекс механических, гидродинамических и геохимических факторов, связанных как с внешними процессами, так и с внутренней динамикой вулканической системы.

2.2.1.3 Выявление изменений сейсмических скоростей с помощью анализа повторяющихся сигналов

В сейсмическом сигнале изменение скорости распространения волн проявляется как фазовые сдвиги волновых форм в связи с изменением времени их пробега [Reasenberg, Aki, 1974]. При увеличении скорости волновые пакеты приходят раньше, а форма сигнала во времени сжимается; при уменьшении скорости наблюдаются запаздывание волновых пакетов и растяжение сигнала.

Наиболее чувствительными к слабым изменениям среды считаются кода-волны – поздняя часть записи сейсмических событий, сформированная многократным рассеиванием на неоднородностях земной коры. За счёт многократного рассеивания они пересекают области с возмущением скорости несколько раз, накапливая малые изменения времени пробега [Snieder, 2006a]. Первые измерения относительных изменений скорости (dV/V) основывались на повторяющихся сигналах от контролируемых источников или почти идентичных землетрясений, называемых дублетами [Poupinet, Ellsworth, Frechet, 1984; Karageorgi, Clymer, McEvilly, 1992; Ratdomopurbo, Poupinet, 1995]. Такие сигналы позволяют сравнивать волновые формы с близким траекториям распространения и непосредственно связывать фазовые различия с изменениями среды. Однако активные эксперименты трудно проводить регулярно, особенно в зонах активного вулканизма, а естественные дублеты наблюдаются далеко не повсеместно, что не позволяет с их помощью проводить непрерывный мониторинг.

В последние два десятилетия широкое распространение получили подходы к мониторингу на основе кросс-корреляционных функций фонового сейсмического шума [Wang, Yao, 2020]. Взаимная корреляция записей двух станций восстанавливает импульсный отклик среды или функцию Грина и может интерпретироваться как виртуальная сейсмограмма, в которой одна станция выступает виртуальным источником, а другая – приёмником [Larose et al., 2006]. Важным свойством таких кросс-корреляционных функций является их стационарность во времени, что позволяет использовать их как повторяющиеся сигналы для непрерывного мониторинга [Brenguier et al., 2008b; Hadziioannou et al., 2009]. На настоящий момент мониторинг dv/v на основе кросс-корреляций шума был успешно применен для исследования широкого спектра процессов: для исследования косейсмического повреждения пород и последующего их восстановления [Brenguier et al., 2008a; Müller et al., 2023]; исследования процессов подготовки и развития извержений [Brenguier et al., 2008b; Sens-Schönfelder, Pomponi, Peltier, 2014]; деградации многолетнемёрзлых пород [James et al., 2019]; динамики оползней и изменений в разрабатываемых месторождениях [Olivier et al., 2015; Le Breton et al., 2021; Ojo et al., 2022].

2.2.2 Кросс-корреляция сейсмического шума и методы её вычисления

2.2.2.1 Кросс-корреляция сейсмического шума и её свойства

В последние два десятилетия были разработаны и получили широкое распространение методы пассивной сейсмической интерферометрии, основанные на использовании сейсмического шума и не требующие искусственного возбуждения сейсмических колебаний или сигналов землетрясений для сейсмологических исследований земной коры (рис. 13). Ряд теоретических исследований и сейсмологических наблюдений показали, что с помощью кросс-корреляции случайного волнового поля, зарегистрированного на двух сейсмических приёмниках, можно восстановить свойства среды между станциями, называемые функцией Грина [Lobkis, Weaver, 2001; Wapenaar et al., 2005]:

$$C_{ab}(\tau) = \sum_i \int \Phi_a^{(s_i)}(t)\Phi_b^{(s_i)}(t+\tau)dt\,. \tag{18}$$

В случае равномерного распределения источников шума, их стационарности во времени и при большом накоплении сигнала, C_{ab} – это симметричная относительно нуля функция, а её производная по времени связана с функцией Грина, описывающей отклик среды на единичный импульс, как:

$$\frac{dC_{ab}}{dt} \approx -G_{ab}(t) + G_{ab}(-t). \tag{19}$$

Таким образом, кросс-корреляцию можно интерпретировать следующим образом: в положительном времени наблюдается волна, возбуждённая на станции A и зарегистрированная на станции B, и наоборот в отрицательном времени. При этом для записей со станций, расположенных на поверхности, в кросс-корреляции доминируют фундаментальные моды поверхностных волн [Shapiro et al., 2005]. На практике чаще используется сама кросс-корреляционная функция, поскольку производная лишь вносит сдвиг фазы на $\frac{\pi}{2}$, увеличивает вклад высоких частот в амплитудный спектр, внося в то же время помехи конечно-разностных схем [Sabra et al., 2005].

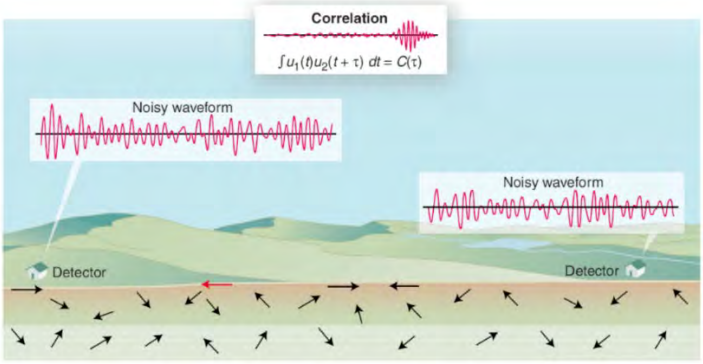


Рисунок 13. – Иллюстрация кросс-корреляции (обозначена как «Correlation») записей сейсмического шума (обозначены как «Noisy waveform») на двух станциях (обозначены как «Detector») [Weaver, 2005].

2.2.2.2 Построение кросс-корреляционных функций

В действительности исследуемые сейсмические записи, в особенности на активных вулканах, далеки от случайного шума, поскольку пространственное и частотно-временное распределение источников в значительной степени неоднородно, что приводит к искажению оценки функции Грина. В частности, в сигнале могут наблюдаться один или несколько доминирующих источников шума, нестационарные сигналы сейсмических событий, вулканический тремор и много другое. Для минимизация этих эффектов, подавления нестационарных событий и приближения наблюдаемого сигнала к случайному волновому полю, на практике перед построением кросс-корреляционных функций исходные сейсмические записи нормализуются в частотной и временной областях [Bensen et al., 2007]. Кроме того, для увеличения сходимости к функции Грина, обычно кросс-корреляционные функции строятся по небольшим интервалам записей (чаще всего в пределах нескольких часов), а затем суммируются. Кросс-корреляционные функции могут быть построены между различными компонентами как разных станций, так и одной станции. Полный набор кросс-корреляций трехкомпонентных записей образует тензор корреляции размерности 3x3, включающий в себя компоненты ZZ, NN, EE, NE, ZN и т.д. При этом для пары станций все 9 компонент независимы, тогда как тензор корреляции каналов одной станции образует симметричный тензор с шестью независимыми компонентами.

Для задач мониторинга изменений скоростей кросс-корреляции обычно оцениваются по суткам, то есть для каждой пары станций рассчитывается набор сигналов для разных дней наблюдений, называемый кросс-коррелограммой. Затем для повышения стабильности кросс-коррелограммы сглаживаются в скользящем окне длиной от нескольких дней до нескольких месяцев. Такой подход, с одной стороны, увеличивает сходство сравниваемых сигналов, но с другой стороны, ухудшает временное разрешение исследуемых вариаций скорости. Альтернативным этому подходу является комбинированная фильтрация с применением винеровской фильтрации и усечением сингулярного спектра. Усечение сингулярного спектра позволяет удалить статистически незначимые флуктуации сигнала, повышая когерентность сигналов по времени наблюдения, а винеровский фильтр подавляет аддитивный шум, что в совокупности значительно повышает стабильность сигнала.

2.2.3 Выявление изменений сейсмических скоростей по кода-волнам

2.2.3.1 Кода-волновая интерферометрия

Кода-волны – следующий в сейсмограммах за поверхностными и объёмными волнами сигнал, образованный рассеянными на неоднородностях среды волнами. В сильно неоднородной среде сейсмические волны могут многократно рассеиваться и пересекать одну и ту же область пространства, и, в случае какого-то возмущения в этой области, накапливать информацию о ней (рис. 14). Таким образом, с помощью анализа кода-волновой части повторяющихся сигналов можно выявить изменения свойств рассеивающей среды. Такой метод анализа получил название кода-волновая интерферометрия, что отсылает к оптическому интерферометру, накапливающему фазовые задержки [Snieder, 2006b].

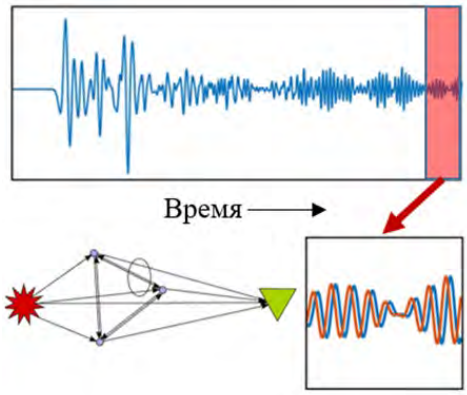


Рисунок 14. – Иллюстрация отклика кода-волны на изменения скорости в среде. Зеленый треугольник – приёмник, красная звезда – источник, фиолетовые точки – рассеиватели, черные стрелки – пути распространения волны, овалом отмечен участок с возмущением скорости, синий график – кода волны до возмущения, красный – после возмущения [Singh et al., 2019].

Наибольшее распространение получило применение кода-волновой интерферометрии для анализа изменений сейсмических скоростей [Lesage, Caudron, Yates, 2025]. Для иллюстрации принципа такого анализа можно рассмотреть следующий случай. Пусть сейсмическая запись состоит из сигнала от источника в рассеивающей среде:

$$\boldsymbol{u}(t) = \sum_{\boldsymbol{p}} \boldsymbol{S_p}(t)\,, \tag{20}$$

где $\boldsymbol{S_p}$ – рассеянная волна, распространяющаяся в среде по траектории **p**, включая пути прохождения прямых, однократно и многократно рассеянных волн, а также пути всех возможных обменных волн (рис. 14). Время пробега волны по каждой траектории можно записать как:

$$t = \int_{p} \frac{ds}{v}. \tag{21}$$

Изменение скорости в среде приведет только к изменению волнового числа **k**, что повлияет только на фазу распространяющейся волны. То есть, малое равномерное, не

дисперсионное возмущение скорости приведет только к изменению времени прихода волны, и возмущенное волновое поле будет иметь следующий вид:

$$\hat{\vec{u}}(t) = \sum_{p} \overrightarrow{S_p}\left(t - \delta\tau_p\right), \tag{22}$$

где $\delta\tau_p$ – изменения времени пробега по пути **p**. При этом $\delta\tau_p$ будет зависеть только от времени пробега:

$$t + \delta\tau_p = \int_p \frac{ds}{v + \delta v} \approx \int_p \left(\frac{1}{v} - \frac{\delta v}{v^2}\right) ds. \tag{23}$$

Отсюда можно связать относительные изменения скорости в среде $\frac{\delta v}{v}$ и задержку сигнала:

$$\delta\tau_p \approx -\left(\frac{\delta v}{v}\right)\int_p \frac{ds}{v} = -\left(\frac{\delta v}{v}\right)t\,, \frac{\delta v}{v} = -\frac{\delta\tau}{t}. \tag{24}$$

В действительности кода-волны состоят из рассеянных P- и S- волн со своими скоростями распространения (V_p и V_s, соответственно), которые при рассеивании могут конвертироваться друг в друга на неоднородностях среды. Это означает, что наблюдаемое в сигнале коды изменение скорости является средним относительным изменением скоростей обоих типов, взвешенным относительно времени распространения в каждом из них [Snieder, 2002]:

$$\frac{\delta v}{v} = \frac{V_s^3}{2V_p^3 + V_s^3}\frac{\delta V_p}{V_p} + \frac{2V_p^3}{2V_p^3 + V_s^3}\frac{\delta V_s}{V_s}\,. \tag{25}$$

Поскольку $V_s < V_p$, изменения скорости поперечных волн $\frac{\delta V_s}{V_s}$ вносит главный вклад в наблюдаемые изменения сейсмических скоростей $\frac{\delta v}{v}$. Так, например, при средней оценке коэффициента Пуассона для земной коры $\nu = 0{,}25$, $\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{3} \approx 1.75$, получается:

$$\frac{\delta v}{v} = 0.09\frac{\delta V_p}{V_p} + \ 0.91\frac{\delta V_s}{V_s}. \tag{26}$$

То есть, в наблюдаемых изменениях скоростей вклад изменений V_s в среднем более чем в 10 раз больше изменений V_p, поэтому в большинстве исследований при интерпретации пренебрегают вкладом изменений V_p.

2.2.3.2 Методы оценки изменений сейсмических скоростей по кросс-корреляциям сейсмического шума

Среди методов определения dV/V выделяют несколько групп: временные, частотные и частотно-временные [Wang, Yao, 2020]. Независимо от класса метода, анализ основан на сравнении сигналов, отвечающих разным моментам наблюдения и состоянию среды, между

собой или с некоторым эталоном [Sens-Schönfelder, Brenguier, 2019]. Среди методов во временной области наиболее распространённым является метод растяжения [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006]. Суть его заключается в последовательном сжатии или растяжении некоторого эталонного сигнала и вычислении коэффициента корреляция с текущим сигналом для каждой величины деформации сигнала. Значение, обеспечивающее наибольшую корреляцию, интерпретируется как относительное изменение скорости. Этот подход наиболее интуитивен и демонстрирует высокую точность оценок при высоком сходстве сравниваемых волновых форм. Его основное ограничение состоит в том, что изменения спектрального состава могут имитировать растяжение или сжатие сигнала и приводить к ложным оценкам dV/V [Zhan, Tsai, Clayton, 2013].

Среди методов в спектральной области основным является кросс-спектральный анализ в скользящем окне («moving window cross-spectrum», MWCS), предложенный впервые для анализа землетрясений-дублетов [Ratdomopurbo, Poupinet, 1995]. Этот подход основан на линейной связи задержки времени пробега с задержкой фазы между двумя сигналами в случае однородного и не дисперсионного изменения скорости. Использование фазовой информации делает MWCS сравнительно устойчивым к изменениям амплитудного спектра и в некоторых случаях позволяет сопоставлять менее похожие сигналы, чем метод растяжения [Zhan, Tsai, Clayton, 2013]. Однако качество оценки зависит от когерентности сравниваемых сигналов и выбора размера скользящего окна [James et al., 2017]. В последнее десятилетие были также разработаны частотно-временные методы, которые используют непрерывное вейвлет-преобразование и локализуют фазовые изменения одновременно во времени и по частоте [Mao et al., 2020]. Такой подход позволяет определить dV/V на разных частотах и связать их с изменениями на разных глубинах [Yuan, Bryan, Denolle, 2021], но требует высокого сходства сравниваемых сигналов и является вычислительно более затратным в сравнении с традиционными методами.

Наконец, если изменения среды однородны и изотропны, согласованные вариации скоростей должны проявляться на разных станциях и компонентах сигналов [Gómez-García et al., 2018; Illien, Sens-Schönfelder, Ke, 2023; Okubo, Delbridge, Denolle, 2024]. Таким образом, совместный анализ нескольких компонент сигналов и наборов станций позволяет уменьшить неопределённости определений изменений скоростей и улучшить их стабильность. В настоящем исследовании был использован метод кросс-спектрального анализа в скользящем окне и его модификация для совместного анализа трехкомпонентных записей, подробнее описанный в следующем разделе.

2.2.3.3 Кросс-спектральный анализ в скользящем окне и его модификация для мультикомпонентных измерений

Процедура определения изменений сейсмических скоростей с помощью MWCS состоит из двух последовательных этапов [Ratdomopurbo, Poupinet, 1995]. На первом этапе текущая и эталонная кросс-корреляционные функции разбиваются на серию коротких пересекающихся временных окон с центральными временами корреляции t_i (рис. 15). Для каждого такого оконного сигнала сдвиги фазы между сравниваемыми кросс-корреляциями можно определить из их кросс-спектра $X(\nu)$:

$$X(\nu) = F_{ref}\,(\omega) \cdot F^*_{cur}\,(\omega) = |X(\omega)|e^{i\varphi(\omega)}, \tag{27}$$

где $\omega = 2\pi f$ – циклическая частота, $F_{ref}\,(\omega)$ и $F^*_{cur}(\omega)$ – Фурье спектры эталонного и оконного сигнала, соответственно, $|X(\omega)|$ – кросс-спектральная амплитуда, $\varphi(\omega)$ – задержка фазы, $*$ – комплексное сопряжение. При этом величина похожести сигнала на каждой частоте в этом окне характеризуется величиной кросс-когеренции $C(f)$:

$$C(\omega) = \frac{|\,\overline{X(\omega)}\,|}{\sqrt{\overline{\left|F_{ref}(\omega)\right|^2} \cdot \overline{|F_{cur}(\omega)|^2}}}, \tag{28}$$

где $\overline{\left|F_{ref}(\omega)\right|^2}$ и $\overline{|F_{cur}(\omega)|^2}$ – сглаженные энергетические спектры сигналов. Затем с помощью взвешенной линейной регрессии определяется задержка времени пробега δt_i и неопределенность их оценки $e_{\delta t_i}$, с использованием связи между ней и сдвигом фазы на разных частотах при изотропном и не дисперсионном изменении скорости:

$$\delta t_i = \frac{\sum_{j=l}^{h} p_j\,\omega_j\varphi_j}{\sum_{j=l}^{h} p_j\,\omega_j^2}, e_{\delta t_i} = \sqrt{\sum_j \left(\frac{p_j\vartheta_j}{\sum_{j=l}^{h} p_j\,\vartheta_j^2}\right)^2 \sigma_\phi^2}, \sigma_\phi^2 = \frac{\sum_j \left(\varphi_j - \delta t_i\vartheta_j\right)^2}{N-1}, \tag{29}$$

где p_j – веса, характеризующие надёжность оценок фазового сдвига на соответствующих частотах, а σ_ϕ^2 – среднеквадратичное отклонение фазового сдвига при задержке δt_i от измеренного на каждой частоте. В качестве весов чаще всего используется комбинация кросс-спектральной мощности и кросс-когерентность сигналов, отражающая похожесть и амплитуду сравниваемых сигналов:

$$p_j = \sqrt{\frac{C_j^2}{1 - C_j^2} \cdot \sqrt{|X_j|}}. \tag{30}$$

После определения временных задержек δt_i для всей серии временных окон, относительное изменение сейсмической скорости $\left(dv/v\right)$ и её неопределенность $(e^2_{dv/v})$ определяется с помощью линейной регрессии задержек времен пробега в зависимости от времени корреляции (t_i), взвешенных с неопределенностью задержек:

$$dv/v = \frac{-\sum p_i(t_i - \langle t\rangle)\delta t_i}{\sum p_i(t_i - \langle t\rangle)^2},\ p_i = \frac{1}{e^2_{\delta t_i}}, e^2_{dv/v} = \frac{1}{\sum p_i(t_i - \langle t\rangle)^2}, \langle t\rangle = \frac{\sum p_i t_i}{\sum p_i}, \quad (31)$$

где $\langle t\rangle$ – средневзвешенное центральное время [Clarke et al., 2011].

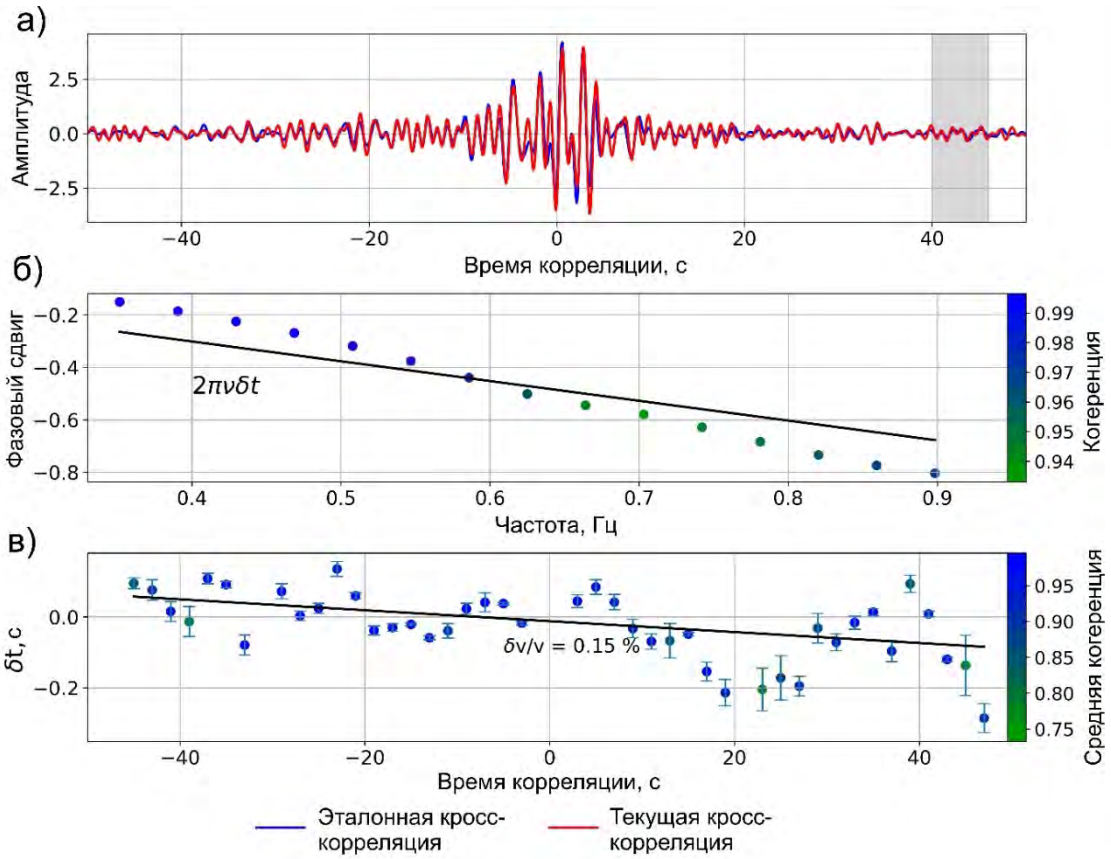


Рисунок 15. – Пример применения MWCS к кросс-корреляциям (между станциями BZ01-BZ02 в полосе пропускания 1–3 с на вулкане Безымянный) [Berezhnev et al., 2023]. (а) Синяя кривая – эталонная кросс-корреляция, полученная как среднее значение за период с 1 сентября по 1 ноября. Красная кривая – суточная кросс-корреляция за 17 ноября 2017 г. (б) Фазовые сдвиги между эталонной и суточной кросс-корреляциями в области, выделенной цветом на рисунке (а). Черная линия – тренд, полученный с помощью взвешенной линейной регрессии фазовых сдвигов. (в) Полученный временной сдвиг в зависимости от времени корреляции. Черная линия – тренд, указывающий на относительные изменения скорости.

Для повышения устойчивости оценки dV/V при анализе многокомпонентных данных в данной работе также была предложена модификация MWCS, основанная на совместной обработке нескольких компонент корреляционного тензора – совместно компонентный MWCS («Joint-Component MWCS», JC-MWCS). Основная идея этого подхода основана на предположении, что при изотропном изменении скорости в среде относительное изменение

скорости должно быть общим для всех компонент корреляционного тензора. Таким образом, в отличие от классического подхода, при котором каждая компонента корреляционной функции анализируется независимо, JC-MWCS позволяет получить единую оценку относительного изменения скорости на основе совокупности временных задержек, определённых для всех компонент (рис. 16).

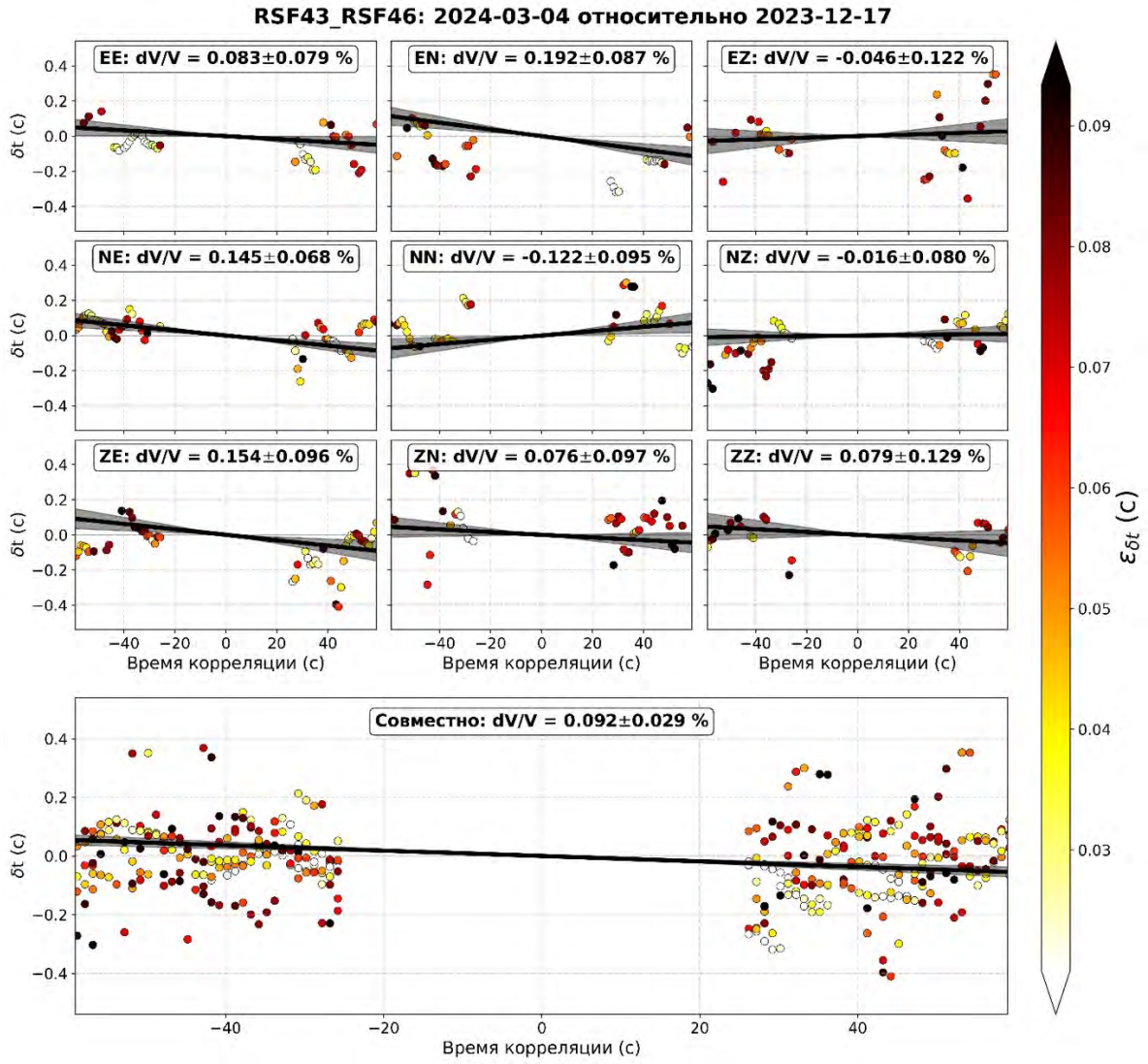


Рисунок 16. – Пример оценок JC-MWCS для кросс-корреляций пары станций (на примере станций RSF43 и RSF46 на вулкане Мутновский). Компоненты тензора кросс-корреляции и соответствующие им оценки изменения скоростей и их неопределенности отмечены в верхней части каждого графика.

Как и классический MWCS, этот подход состоит из двух этапов: сначала для всех компонент независимо определяются задержки времени пробега как на первой стадии однокомпонентного MWCS; затем в линейной регрессии одновременно используются задержки на всех компонентах. Таким образом, происходит накопление информации об изменении времени пробега волн, содержащейся в различных компонентах корреляционного тензора, что увеличивает стабильность определения изменения скорости. Полученная таким образом

совместная оценка отражает общую изотропную компоненту изменений, наблюдаемых в различных компонентах корреляционного тензора. При этом отдельные компоненты могут демонстрировать различающиеся по величине и даже по знаку значения dV/V. Такие различия могут быть связаны с неоднородностью пространственного распределения изменений скоростей, а также с возможным влиянием анизотропии среды и характеристики сейсмического шума на измеряемые изменения скорости.

2.2.3.4 Методы оценки временных изменений сейсмических скоростей

Наиболее простым и самым распространенным подходом к определению временных изменений скоростей является сравнение текущих сигналов с некоторым эталонным. Эталонный сигнал при этом обычно конструируется как средний сигнал для всего времени наблюдения или некоторого периода условно стабильного состояния среды [Sens-Schönfelder, Brenguier, 2019]. При сильных изменениях источников шума или строения среды фазовые различия между эталоном и текущим сигналом могут привести к нефизическим значениям dV/V [James et al., 2017]. Для решения этой проблемы был предложен подход, использующий набор из нескольких эталонных сигналов. Такой набор конструируется путём вычисления средних сигналов в некотором скользящем окне или путём кластеризации сигналов со сходными волновыми формами [Sens-Schönfelder, Pomponi, Peltier, 2014; Makus et al., 2023]. Альтернативным является метод без использования эталонных сигналов, основанный на решении обратной задачи относительно временного ряда dV/V по измерениям изменений скоростей между разными моментами наблюдений [Brenguier et al., 2014], более детально описанный в следующем разделе.

2.2.3.5 Оценка временных изменений сейсмических скоростей без использования эталонного сигнала

Временные изменения сейсмических скоростей без использования эталонных сигналов можно восстановить с помощью попарных измерений изменений dV/V между всеми днями наблюдений [Brenguier et al., 2014]. Для небольших вариаций скорости такие измерения связываются с временными изменениями следующим образом:

$$\delta v/v_j - \delta v/v_i \approx \delta v/v_{i,j} \tag{32}$$

или в матричном виде:

$$\boldsymbol{Gm} = \boldsymbol{m}, \boldsymbol{G} = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \ddots & \ddots & 0 \\ -1 & 0 & 1 & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & -1 & 0 & 1 \\ 0 & \ddots & \ddots & 0 & -1 & 1 \end{bmatrix}, \boldsymbol{m} = \begin{bmatrix} \delta v_1 \\ \delta v_2 \\ \vdots \\ \delta v_n \end{bmatrix}, \boldsymbol{d} = \begin{bmatrix} \delta v_{1,2} \\ \delta v_{1,3} \\ \vdots \\ \delta v_{n-1,n} \end{bmatrix}, \tag{33}$$

где $\delta v/v_i$ и $\delta v/v_j$ – относительные изменения скорости в дни (i) и (j), а $\delta v/v_{i,j}$ – измеренное изменение скорости между этими двумя днями. Таким образом, обратная задача формулируется

как нахождение временного ряда ($\delta v/v_i$), который наилучшим образом согласуется со всеми попарными измерениями ($\delta v/v_{i,j}$). Поскольку попарные оценки имеют собственные неопределённости – e_{ij}^2, задача может быть решена методом Байесовской линейной инверсии наименьших квадратов [Tarantola, 2005]. В такой постановке предполагается некоторая априорная связь между временными изменениями в различные дни, задающаяся ковариационной матрицей модели, элементы которой описываются как:

$$\mathbf{C_m^{ij}} = \exp(-|i-j|/2\beta)\,. \tag{34}$$

Неопределенности измерений при этом образуют диагональную матрицу ковариации измерений:

$$\mathbf{C_d} = diag(e_{12}^2, e_{13}^2, \dots\ e_{n-1\,n}^2). \tag{35}$$

Тогда оптимальное решение, максимизирующее правдоподобие модели, можно найти как [Tarantola, 2005]:

$$\mathbf{m} = \left(\mathbf{G^T C_d^{-1} G} + \alpha \mathbf{C_m^{-1}}\right)^{-1} \mathbf{G^T C_d^{-1} d}, \tag{36}$$

где регуляризирующие члены: β – характеристическая длина корреляции во времени, α – априорная дисперсия вариаций. Параметр β определяет степень взаимной зависимости оценок скорости в разные дни и действует подобно фильтру высоких частот: чем меньше β, тем более флуктуирующие изменения допускает инверсия; чем величина β больше, тем более длинно-периодные изменения будут наблюдаться в модели. При этом α контролирует амплитуду вариаций в модели: чем α больше, тем более сильные вариации будут в модели [Brenguier et al., 2014; Gómez-García et al., 2018]. При анализе кросс-корреляций этот метод особенно эффективен для сложных данных на активных вулканах с изменяющейся структурой шума и сильными изменениями в среде. Однако этот подход имеет важный недостаток – решение обратной задачи сильно подвержено влиянию выбора регуляризирующих параметров, подбор которых обычно выполняется на основе L-кривой, и субъективен. Следовательно, получаемые таким путём оценки подходят только для качественной интерпретации, поскольку отображают только характер вариаций скоростей, а не их амплитуду и мелкомасштабные особенности.

В качестве альтернативы линейной инверсии временной ряд dV/V может быть оценён методом Монте-Карло Цепей Маркова («Monte-Carlo Markov Chain», MCMC) на основе алгоритма Метрополиса–Гастингса [Taylor, Hillers, 2020]. В этом случае вместо поиска единственного оптимального решения с помощью случайных выборок исследуется всё пространство решений и строится распределение апостериорной вероятности модели $\boldsymbol{m}$ при текущих наблюдениях $\boldsymbol{d}$ $p(\boldsymbol{m}|\boldsymbol{d})$. Из полученного распределения затем вычисляется оценка модели и её неопределённость. Важным преимуществом такого подхода является отсутствие

влияния параметров регуляризации на решение, а также уменьшение требований к вычислительным ресурсам при восстановлении длинных временных рядов.

Итеративный процесс формирования выборки происходит следующим образом. Сперва стартовая модель формируется как случайный вектор из равномерного распределения в априорном диапазоне величин. Для предложенной модели затем определяется её правдоподобие с учётом невязки между наблюдаемыми изменениями скорости и значениями, предсказываемыми моделью:

$$p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m}) = \exp\left(-\frac{1}{2N}\left(\boldsymbol{d}-\boldsymbol{G}\boldsymbol{m}\right)^{\boldsymbol{T}}\boldsymbol{C_d}^{-\boldsymbol{1}}(\boldsymbol{d}-\boldsymbol{G}\boldsymbol{m})\right), \quad (37)$$

где $\boldsymbol{G}$ – матрица прямой задачи, $\boldsymbol{C_d}$ – матрица ковариации измерений, N – количество измерений. Далее модель возмущается случайным вектором $\boldsymbol{\epsilon}$ из нормального распределения с нулевым средним и дисперсией σ_p – $\boldsymbol{\epsilon}(\sigma_p)$:

$$\boldsymbol{m'} = \boldsymbol{m} + \boldsymbol{\epsilon}(\sigma_p). \quad (38)$$

Для предложенной модели $\boldsymbol{m'}$ вновь рассчитывается правдоподобие, после чего решение о её принятии принимается по правилу Метрополиса–Гастингса: модель с более высоким правдоподобием принимается, тогда как модель с меньшим правдоподобием также может быть принята с вероятностью, определяемой отношением правдоподобий новой и текущей моделей $\left(\frac{p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m'})}{p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m})}\right)$. Если это отношение больше случайного числа из интервала от 0 до 1, то новая модель принимается как текущая, если же нет, то сохраняется копия текущей. После этого весь процесс повторяется заданное количество итераций [Metropolis et al., 1953].

Принятие менее вероятных моделей позволяет избежать сходимости к локальному максимуму правдоподобия. Для этих же целей каждые 100 итераций вычисляется доля принятых моделей, а величина дисперсии вектора возмущений корректируется на её величину, чтобы достичь оптимальной доли принятых моделей – 23.4% [Roberts, Gelman, Gilks, 1997; Amey, Hooper, Morishita, 2019]. Наконец, после достижения целевого количества итераций из выборки удаляются первые K итераций, так называемый период «отжига», за который модель сходится в область высокого правдоподобия в пространстве моделей. Из полученной выборки затем модель оценивается как среднее, а её неопределенность – как стандартное отклонение. При необходимости выделения более длинно-периодных трендов в получаемом временно ряду, могут быть применены различные методы фильтрации и сглаживания временного ряда [Taylor, Hillers, 2020].

2.2.3.6 Локализация изменений сейсмических скоростей в пространстве

По кода-волнам кросс-корреляций записей сейсмологической сети возможно определить не только временные изменения сейсмических скоростей, но и локализовать их в пространстве. Для этих целей предполагают, что кода-волны состоят из многократно рассеянных волн, которые при своём распространении случайным образом переизлучаются на неоднородностях среды. В такой формулировке волна, возбужденная в источнике $\boldsymbol{s}$ к моменту t достигнет приёмника $\boldsymbol{r}$ с вероятностью $p(\boldsymbol{r}, \boldsymbol{s}, t)$ [Obermann et al., 2013]. Тогда пространственная чувствительность K наблюдаемых рассеянных волн к изменению свойств среды описывается как вероятность, что за время распространения из источника в приёмник она пройдёт через некоторую точку среды $\boldsymbol{r}$ [Planès et al., 2014]:

$$K(\boldsymbol{s_1}, \boldsymbol{s_2}, \boldsymbol{r}, t) = \frac{1}{t} \frac{\int_0^t p(\boldsymbol{s_1}, \boldsymbol{r}, u) p(\boldsymbol{r}, \boldsymbol{s_2}, t-u) du}{p(\boldsymbol{s_1}, \boldsymbol{s_2}, t)}. \quad (39)$$

На практике вероятность p аппроксимируют интенсивностью рассеянного поля, которая в случае поверхностных волн имеет аналитический вид решение уравнения радиационного переноса:

$$p(r,t) = \frac{\exp(-ct/l)}{2\pi r}\delta(ct-r) + \frac{1}{2\pi lct}\left(1-\frac{r^2}{c^2t^2}\right)^{-\frac{1}{2}} exp\left(\frac{\sqrt{c^2t^2-r^2}}{l} - ct\right)\Theta(ct-r), \quad (40)$$

где l – средняя длина свободного пробега, c – скорость распространения волн, δ – дельта-функция Дирака, Θ – ступенчатая функция Хевисайда, r – расстояние от источника. Параметры c и l – это эффективные рассеивающие свойства исследуемой среды в рассматриваемом частотном диапазоне, которые описывают неоднородность земной коры на рассматриваемом масштабе. Отсюда следует, что эти характеристики для вулканических построек могут существенно отличаться от таковых для региональных горных областей [Obermann et al., 2013; Obermann et al., 2014; Machacca-Puma et al., 2019].

В случае, если изменения скоростей были оценены в некотором окне времени кросс-корреляции, одна из станций рассматривается как источник, вторая – как приёмник. Тогда ядро чувствительности для центрального времени окна , $t(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j})$ можно записать как:

$$K\left(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, \boldsymbol{r}\right) = K\left(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, \boldsymbol{r}, t\left(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}\right)\right). \quad (41)$$

Наблюдаемые на сети станций изменения скорости связываются с пространственным распределением dV/V в рассматриваемой области S через взвешенную интегральную сумму:

$$dv/v\left(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}\right) = \int_S K\left(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, r\right) dv/v\left(\boldsymbol{r}\right) dS(r). \quad (42)$$

Следовательно, пространственное распределение dV/V можно восстановить путём совместной инверсии наблюдаемых на всей сети dV/V. В дискретном виде прямую задачу можно тогда записать как:

$$\boldsymbol{Gm} = \boldsymbol{d}, \boldsymbol{G} = K(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, r)\Delta S, \boldsymbol{m} = dv/v\,(\boldsymbol{r}), \boldsymbol{d} = dv/v\,(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}), \tag{43}$$

где $\boldsymbol{m}-$ вектор неизвестных значений dV/V, $\boldsymbol{G}$ – матрица чувствительности, а $\boldsymbol{d}$ – вектор наблюдаемых на кросс-корреляциях изменений скорости [Obermann et al., 2013].

Эта обратная задача является плохо обусловленной, поскольку ядра чувствительности перекрываются, а количество наблюдений обычно значительно меньше неизвестных параметров искомой модели. Для её решения обычно используется Байесовская инверсия методом наименьших квадратов с регуляризацией через априорную ковариацию модели, описывающую норму и связь ячеек модели:

$$\boldsymbol{C_m^{i,j}} = \left(\frac{\alpha\lambda_0}{\lambda}\right)^2 exp\left(-\frac{|\boldsymbol{r_i} - \boldsymbol{r_j}|}{\lambda}\right), \tag{44}$$

где λ определяет характерный масштаб пространственной корреляции, $\lambda_0 -$ дискретизация модели, а α задаёт априорную дисперсию модели. С учётом неопределенности оценок изменений скоростей e^2, формирующих матрицу ковариации данных $\mathbf{C_d} = diag(e^2)$, решение задачи имеет вид:

$$\mathbf{m} = \left(\mathbf{G^T C_d^{-1} G} + \mathbf{C_m^{-1}}\right)^{-1} \mathbf{G^T C_d^{-1} d}. \tag{45}$$

При этом параметры регуляризации α и λ обычно определяются с помощью критерия L-кривой [Obermann et al., 2019]. Для количественной оценки достоверности пространственной локализации используется матрица разрешения [Vergely et al., 2010]:

$$\boldsymbol{R} = \sum_j \boldsymbol{C_m G^T (G C_m G^T + C_d)^{-1} G}\,. \tag{46}$$

Она характеризует способность системы наблюдений и выбранной регуляризации восстанавливать пространственные особенности модели. Значения, близкие к единице, соответствуют областям с высокой степенью восстановления модели, тогда как меньшие значения указывают на снижение разрешающей способности.

2.2.4 Моделирование изменений сейсмических скоростей, вызванных перераспределением давления

Поскольку при активизации вулкана могут наблюдаться как понижения, так и повышения сейсмических скоростей, для их количественной интерпретации целесообразно моделировать непосредственно изменения напряженно-деформированного состояния, возникающие при перераспределении давления в питающей системе вулкана. Связь между полем деформаций и

вариациями сейсмических скоростей может быть получена из нелинейной теории упругости, которая описывает отклик структуры горной породы на нагружение [Hughes, Kelly, 1953; Tsai, 2011]. Предполагая, что в кода-волнах доминирует вертикально поляризованная поперечная волна, относительное изменений скорости в поле деформаций можно записать в виде

$$dv/_v = \frac{2m\theta - n\epsilon_{zz}}{4\mu} \approx \frac{m(2\theta - \epsilon_{zz})}{4\mu} \approx -\frac{10^4(2\theta - \epsilon_{zz})}{4}, \quad (47)$$

где m и n – упругие константы Мурнагана, характеризующие нелинейный отклик среды, в том числе связанный с закрытием и раскрытием трещин; μ – модуль сдвига; θ – объёмная деформация; ϵ_{zz} – вертикальная деформация [Hughes, Kelly, 1953; Hotovec-Ellis et al., 2014].

При отсутствии достаточной информации о геометрии магматического очага и питающих каналов, естественным первым приближением является модель конечного сферического источника давления в упругом полупространстве [McTigue, 1987]. Такая постановка представляет собой развитие классической модели точечного источника давления [Mogi, 1958] и позволяет описать деформационное поле, возникающее при изменении давления в локализованном объёме. В отличие от точечного источника, сферическая полость позволяет учитывать конечный размер возмущенной области и эффекты, связанные как с её границей, так и со свободной поверхностью. Модель McTigue [1987] строится как разложение решения в ряд по безразмерному параметру ($\varepsilon = a/d$), где a – радиус источника, d – глубина его центра (рис. 17). Поскольку задача нахождения поля смещений от такого источника осесимметрична, а касательные напряжения отсутствуют, решение естественно записывается в цилиндрической системе координат в следующей форме:

$$u_\xi = \frac{\mu}{\Delta P}\frac{u_z}{d} = u_\xi^0 + \varepsilon^3\left(u_\xi^{s(3)} + u_\xi^{c(3)}\right) + \varepsilon^6 u_\xi^{s(6)},$$
$$u_\rho = \frac{\mu}{\Delta P}\frac{u_r}{d} = u_\rho^0 + \varepsilon^3\left(u_\rho^{s(3)} + u_\rho^{c(3)}\right) + \varepsilon^6 u_\rho^{s(6)},$$
$$\rho = r/d\,, \xi = z/d\,. \quad (48)$$

Здесь u_z и u_r – вертикальная и радиальная компоненты смещений, r и z – радиальная и вертикальная координаты, ΔP – избыточное давление в источнике, а u_ξ и u_ρ – безразмерные вертикальные и радиальные смещения. Член нулевого порядка u^0 соответствует основному решению, члены $u^{c(3)}$ учитывают поправку на граничные эффекты от сферической полости, а члены $u^{s(3)}$ $u^{s(6)}$ – это последовательные поправки граничного условия на свободной поверхности [McTigue, 1987]. Отсюда возможно аналитическое выражение изменений сейсмической скорости в поле деформации, поскольку деформации связаны со смещениями через производные как:

$$\epsilon_{rr} = \partial u_r/\partial r\,, \epsilon_{zz} = \partial u_z/\partial z\,, \epsilon_{\theta\theta} = u_r/r\,, \theta = \epsilon_{zz} + \epsilon_{rr} + \epsilon_{\theta\theta}, \quad (49)$$

где ϵ_{rr} – радиальная, ϵ_{zz} – вертикальная и $\epsilon_{\theta\theta}$ – касательная компоненты деформаций. На рисунке 18 приведен пример пространственного распределения изменения скорости от произвольного источника. Важно отметить, что в этой модели наблюдаются области как с понижениями скорости, так и с повышением.

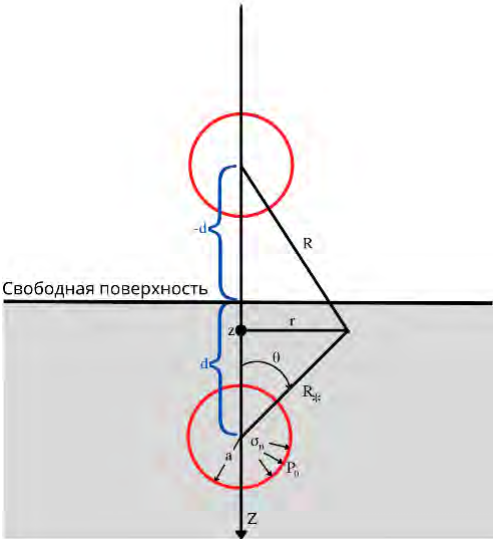


Рисунок 17. – Постановка задачи нахождения распределения давления от источника избыточного давления P_0 с радиусом a, расположенном на глубине d. r – радиальное расстояние, z – глубина, θ – угол, R_* – расстояние от центра источника, R – расстояние от зеркального источника (учёт эффекта свободной поверхности), σ_p – нормальные напряжения на границе источника [McTigue, 1987].

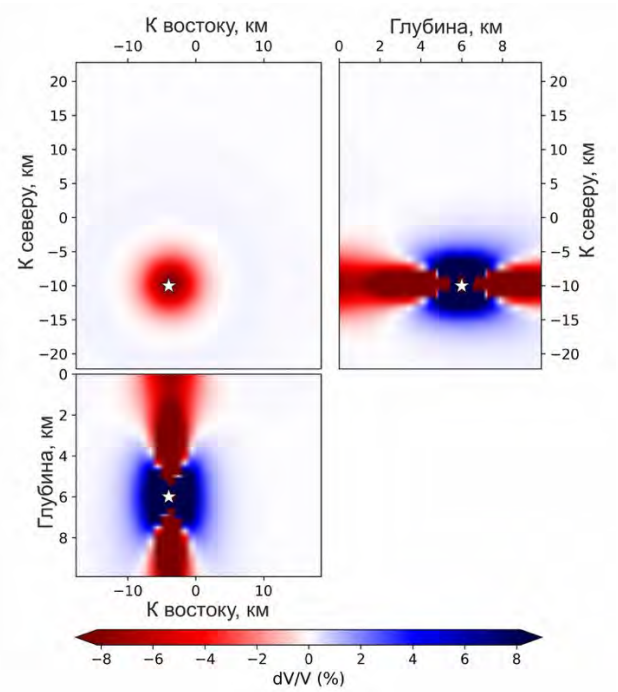


Рисунок 18. – Пример распределения изменений сейсмических скоростей от источника избыточного давления 10 ГПа, радиусом 650 м и глубиной 6 км (центр источника отмечен белой звездой) в среде с модулем сдвига 2 МПа. Верхняя левая панель – распределений изменений на поверхности, верхняя левая и нижняя панели – сечения через источник по линиям «север-юг» и «восток-запад», соответственно.

Наиболее простым способом сопоставления модельных изменений с наблюдениями является осреднение изменения скорости по области исследования. При этом предполагается, что наблюдаемая величина характеризует некоторую эффективную область под сейсмической сетью. В случае осесимметричной модели такое осреднение удобно выполнять по цилиндрической области с радиусом R, который определяется характерным расстоянием между используемыми сейсмическими станциями:

$$\overline{dv/v}\,(z) = \frac{1}{\pi R^2}\int_R dv/v\,(r,z) r dr. \tag{50}$$

Затем, предполагая, что в кросс-корреляции сейсмического шума доминирует фундаментальная мода волны Рэлея, наблюдаемое изменение скорости может быть представлено как интегральная свертка $\overline{dv/v}$ с ядром чувствительностью фазовой скорости $I(z)$ на исследуемом диапазоне глубин ($z < z_{max}$):

$$dv/v_{obs} = \int_0^{z_{max}} \overline{dv/v}\,(z) I(z) dz\,. \tag{51}$$

Таким образом, для любого исследуемого частотного диапазона можно получить оценку ожидаемых dV/V от сферического источника заданного размера на заданной глубине, и, следовательно, оценить расположение и размер источника под сетью по имеющимся наблюдениям.

Более реалистичный вариант интерпретации учитывает не только глубинную, но и латеральную неоднородность чувствительности сейсмических наблюдений. В этом случае наблюдаемое изменение скорости для конкретной пары станций $\boldsymbol{s_i}$ и $\boldsymbol{s_j}$ представляется как пространственная свёртка распределения локальных изменений скорости с ядром чувствительности [Planès et al., 2014]. Объединение уравнений 42 и 51 даёт изменения скорости на паре станций:

$$\begin{aligned} dv/v\big(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}\big) &= \int_S K\big(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, \boldsymbol{r}\big)\, dv/v(\boldsymbol{r}) dS(\boldsymbol{r}) = \\ &= \int_S K\big(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, \boldsymbol{r}\big)\left(\int_0^{Z_{max}} dv/v(r,z)\, I(z) dz\right) dS(r), \end{aligned} \tag{52}$$

Где $K\big(\boldsymbol{s_i}, \boldsymbol{s_j}, \boldsymbol{r}\big)$ – пространственное ядро чувствительности для пары станций, а $dv/v(\boldsymbol{r}, z)$ – распределение изменений скорости от рассматриваемого источника. Такой подход учитывает латеральную неоднородность изменений скорости от источника давления, что позволяет по наблюдениям оценить не только его глубину, но и расположение в плане.

2.2.5 Изменения сейсмических скоростей во время подготовки к эксплозивному извержению на примере вулкана Безымянный в 2017 году

Для апробации методов выявления временных изменений сейсмических скоростей и моделирования изменений скоростей от источника давления был исследован процесс подготовки к взрывному извержению вулкана Безымянный (Камчатка) 20 декабря 2017 года.

2.2.5.1 Вулкан Безымянный и его эксплозивное извержение 20 декабря 2017 года

Вулкан Безымянный – это стратовулкан, для которого характерны эксплозивные извержения, а состав изверженных лав варьируется от базальтов-андезитов до дацитов [Ozerov et al., 1997; Turner, Izbekov, Langmuir, 2013]. Это один из наиболее активных вулканов Ключевской Группы Вулканов. До 1950-х годов Безымянный считался спящим, т.к. никаких следов извержений за последнюю тысячу лет обнаружено не было. В 1956 г. Безымянный неожиданно произвел мощное взрывное извержение в виде обрушения сектора, аналогичное тому, что позже наблюдалось на вулкане Сент-Хеленс в США [Gorshkov, 1959; Bogoyavlenskaya et al., 1985]. Взрыв разрушил значительную часть сооружения, уменьшив его высоту на 250 м. Столб изверженного пепла достиг высоты 35 км [Belousov, 1996; Gorshkov, 1959]. С тех пор Безымянный регулярно производит умеренные кратковременные извержения, происходящие примерно раз в год, сопровождающиеся пирокластическими потоками и пепловыми шлейфами, а также выдавливанием экструзивного купола [Girina, 2013]. Эта активность привела к образованию нового конуса, который постепенно поднимается и в настоящее время почти достиг доэруптивной высоты Безымянного [Shevchenko et al., 2020].

Среди недавних сильных извержений Безымянного примечательно эксплозивное извержение 20 декабря 2017 года, подготовка и реализация которого были записаны временной сейсмологической сетью. Оно длилось менее 30 минут и выбросило пепловый шлейф на высоту до 15 км, который осел на площади 42 000 квадратных километров [Гирина и др., 2018]. По результатам анализа сейсмичности, записанной этой временной сетью (рис. 19), было выделено два кластера землетрясений. Первый включал 20 событий на глубине около 8 км ниже поверхности, произошедших за 45-48 дней до извержения. Второй кластер начался за неделю до извержения, и его интенсивность экспоненциально нарастала до момента взрыва. В этом кластере гипоцентры событий располагались на глубинах до 4-5 км ниже поверхности и в постройке. На основе каталога этих землетрясений была построена томографическая модель, отражающая состояние вулкана перед извержением, и позволившая уточнить приповерхностную структуру вулкана [Koulakov et al., 2021]. По данным сейсмотомографических исследований в магматической системе было выделено два магматических очага: приповерхностный на глубине

около 2 км ниже уровня моря, и среднекоровый очаг на глубине около 8 км ниже дневной поверхности [Ivanov et al., 2016; Koulakov et al., 2021].

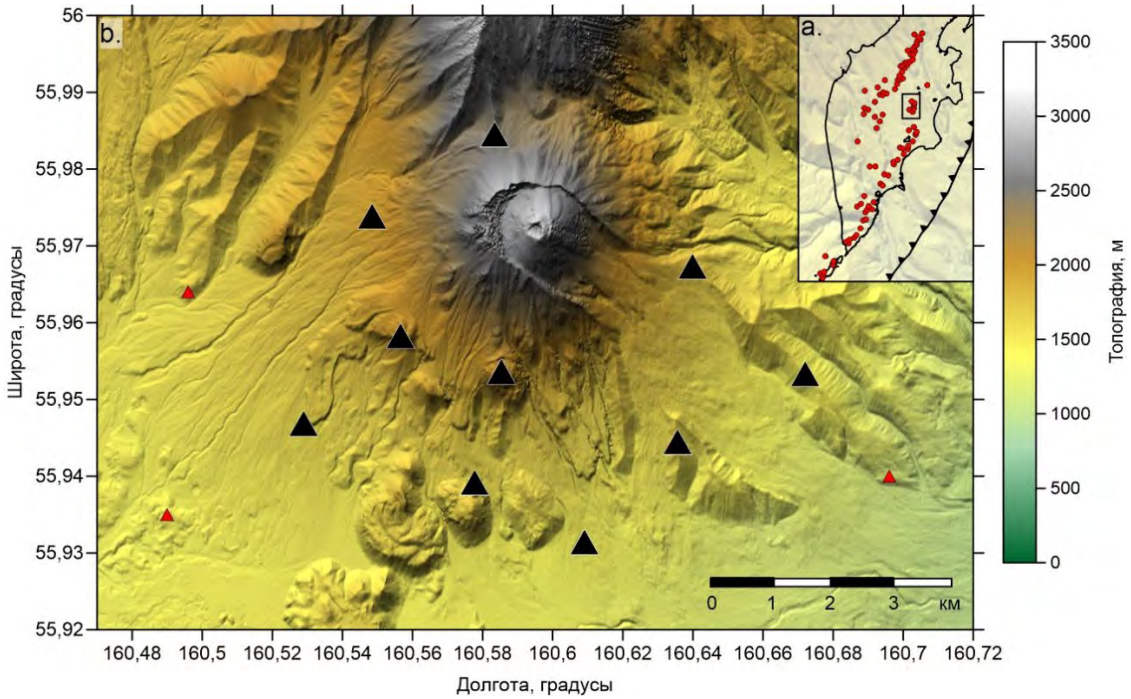


Рисунок 19. – Район исследования и конфигурация временной сети. а) Карта Камчатки с указанием района исследований (синий прямоугольник). Красные точки обозначают голоценовые вулканы. (б) Район исследований с отмеченными временными сейсмическими станциями (черные треугольники).

2.2.5.2 Сейсмические данные и их обработка

Временная сеть состояла из девяти сейсмических станций: шесть из них были оснащены широкополосными велосиметрами «Guralp CMG-6T», а три – широкополосными велосиметрами CME-4111 [Koulakov et al., 2021]. Для обработки данных использовались записи со следующих станций, оснащённых широкополосными велосиметрами «Guralp CMG-6T» (рис. 19). Для построения кросс-корреляционных функций были использованы вертикальные компоненты суточных записей с частотой дискретизацией 100 Гц. Процедура обработки сигналов включала в себя следующие этапы: удаление среднего и тренда; предварительная фильтрация в диапазоне частот 0,1 – 1,2 Гц; внесение инструментальных поправок и понижение частоты дискретизации до 10 Гц. Для частотно-временной нормализации предобработанных записей была применена последовательность операций: спектральное отбеливание, однобитная нормализация, затем повторное спектральное отбеливание. Спектральное отбеливание при этом производилось в диапазонах периодов 1-3 с, 2-4 с, 3-6 с и 3-8 с. После чего для записей, независимо нормализованных в каждом из диапазонов, были вычислены кросс-корреляции в скользящем окне длительностью 30 минут и шагом 15 минут, которые затем были просуммированы

взвешенно по энергии сигнала. Наконец, для повышения стабильности сигналов суточные кросс-корреляции были сглажены в 3-дневном скользящем окне.

Временные изменения сейсмических скоростей были оценены с помощью метода без-эталонного сигнала на базе Баейсовской линейной инверсии [Brenguier et al., 2014]. Для измерения изменений сейсмических скоростей между днями был применен метод кросс-спектрального анализа в скользящем окне [Clarke et al., 2011]. В каждом из исследуемых диапазонов использовалась длина окна в 3 максимальных периода с шагом в половину минимального периода. Для оценки изменений скоростей использовались задержки времени пробега с неопределенностью мене 0.1 с и средней кросс-когеренцией в окне не менее 0.65 (рис. 15). Для учета долгосрочных закономерностей изменений скорости была использована длина корреляции β=1000. Для обеспечения стабильности полученных результатов был использован регуляризирующий вес α=200, а в качестве входных данных использовались измерения по сигналам с коэффициентом Пирсона не менее 0,5. Поскольку станции функционировали в течение разных периодов времени, из временных рядов, полученных для каждой пары станций, было удалено среднее. Чтобы рассмотреть общие закономерности изменения скоростей в области исследования, полученные временные ряды для всех пар станций были осреднены на каждом частотном диапазоне (рис. 20).

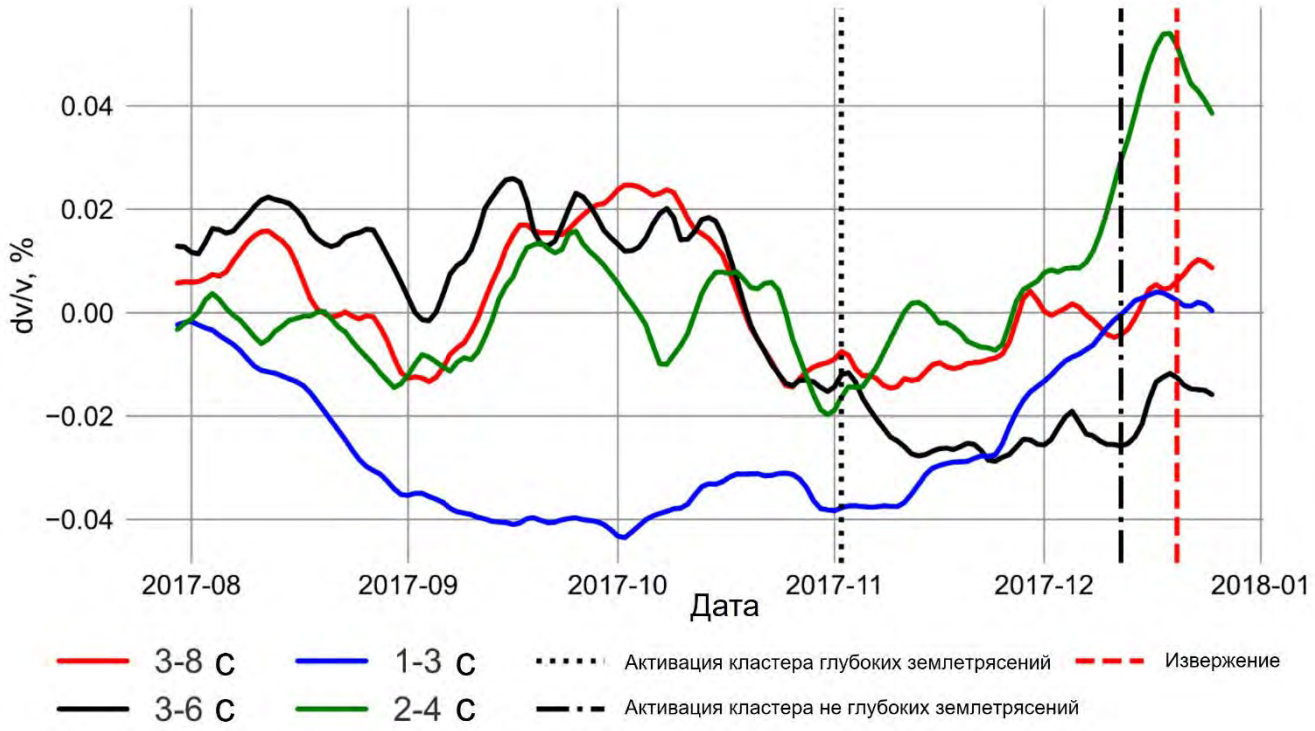


Рисунок 20. – Средние изменения скорости в различных полосах пропускания перед извержением вулкана Безымянный.

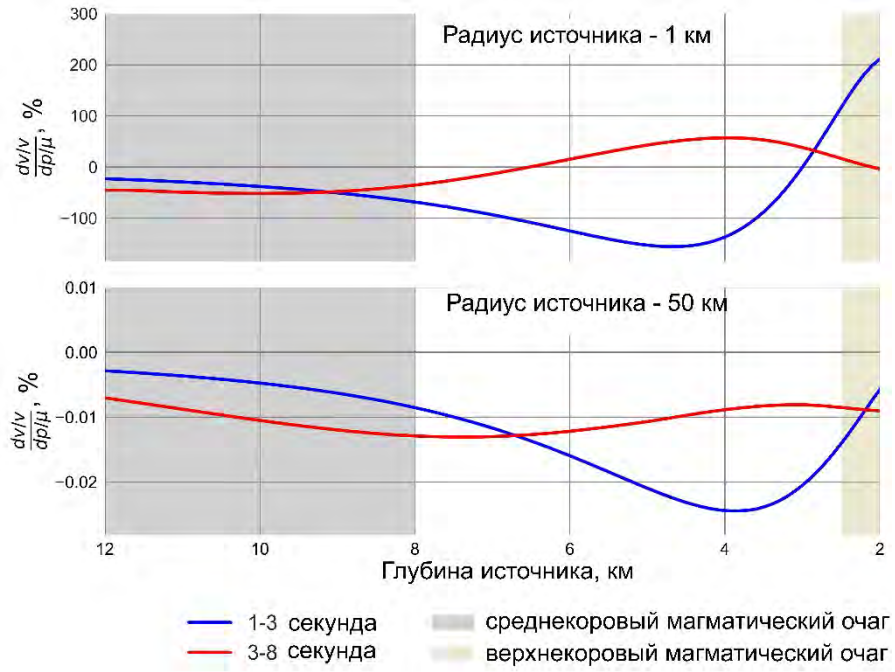


Рисунок 21. – Результаты механического моделирования. (а) Оцененные нормированные изменения скорости в случае крупномасштабного возмущения давления. (б) Оцененные нормированные изменения скорости в случае квазиточечного источника давления.

Для связи наблюдаемых изменений скорости в разных частотных диапазонах с глубинными изменениями были оценены ядра чувствительности фазовой скорости волны Рэлея в одномерной скоростной модели области исследования [Koulakov et al., 2021]. Эти ядра чувствительности также были использованы для оценки средних изменений скоростей на сети при миграции давления в вулканической системе [McTigue, 1987]. Для анализа характерных изменений были рассмотрены две полосы пропускания 1-3 и 3-8 секунд и два масштаба источника давления: 1) квазиточечный источник возмущения – диаметр источника 50 м; 2) крупномасштабное увеличение давления в системе – диаметр источника 1 км (рис. 21). Поскольку использованный метод оценки изменений скоростей не может однозначно восстановить амплитуду, а также в связи с отсутствием предположений о величине избыточного давления и модуля сдвига под постройкой вулкана, модельные изменения скорости были нормированы на отношение ΔP/μ.

2.2.5.3 Результаты и их обсуждение

С помощью оценки изменений скоростей в нескольких последовательных частотных диапазонах было установлено, что на разных частотах сигнала наблюдаются различные тренды изменения скорости перед извержением (рис. 20). При этом анализ чувствительности показал следующие распределение максимумов чувствительности: для диапазона 3-8 с максимум находится в диапазоне глубин от 3 до 7 км ниже поверхности, а для 1-3 с в диапазоне глубин от 0,5 до 1,5 км. В частотном диапазоне 3-8 с скорость уменьшалась в течение августа, затем

увеличивалась в период времени с начала сентября до начала октября. Далее, скорость уменьшалась в начале ноября, а затем слабо менялась до извержения. Для полосы пропускания 3-6 с наблюдались близкие закономерности, за исключением ноября и декабря, когда скорость уменьшалась со слабыми колебаниями перед активизацией неглубокого кластера землетрясений и незначительно увеличивалась непосредственно перед извержением. В частотном диапазоне 1-3 сскорость уменьшалась с начала наблюдений до начала октября, а затем скорости увеличивались до извержения. В полосе пропускания 2-4 с до ноября наблюдались закономерности, сходные с низкочастотными диапазонами, затем характер изменения сменился на повышение скоростей, как наблюдается на высоких частотах. Важно отметить, что значительное увеличение скорости в этом диапазоне началось непосредственно перед активацией кластера неглубокой сейсмичности, а в день извержения скорости начали снижаться.

Результаты моделирования двух характерных масштабов возмущения давления показали схожие изменения скорости в зависимости от глубины очага (рис. 21). В диапазоне глубин, соответствующем среднекоровому резервуару, наблюдается снижение скорости для обоих масштабов в полосе пропускания 1-3 секунды. В полосе пропускания 3-8 с можно отметить слабое понижение для квазиточечного возмущения и увеличение скорости для крупномасштабного. Для диапазонов глубин, соответствующих приповерхностному очагу, при обоих масштабах источников характерно увеличение в высокочастотном диапазоне и уменьшение скорости на низких частотах. Кроме того, при расположении источников давления между резервуарами, на высоких частотах наблюдается уменьшение скорости, которое сменяется быстрым увеличением при подъёме источника. Эта смена происходит на глубине около 4 км для точечного источника и на глубине около 5-4 км для крупномасштабного возмущения давления. В верхней части разреза при подъёме возмущения давления до глубин 1-2 км наблюдается небольшое увеличение скорости на низких частотах при обоих масштабах источника.

Отсюда следует, что наблюдаемые временные изменения скорости перед извержением могут быть объяснены миграцией зоны избыточного давления через систему каналов вулкана Безымянный. Начиная с августа по сентябрь, наблюдается падение скорости во всех полосах пропускания. Далее, в течение сентября скорость уменьшалась в полосе пропускания 1-3 секунды, в то время как на более низких частотах наблюдалось увеличение. В модели это соответствует поднятию зоны избыточного давления на глубину от среднекорового резервуара до примерно 4 км ниже поверхности. Падение скорости в период с середины октября по ноябрь в низкочастотных диапазонах (3-6 и 3-8 с) и небольшое увеличение скорости в высокочастотном (1-3 с) диапазоне в модели соотносится с восходящей миграцией зоны избыточного давления с

глубины 4 км ниже поверхности. В течение ноября и первой половины декабря увеличение скорости на высоких частотах (1-3 и 2-4 с) и слабые изменения на низких частотах (3-6 и 3-8 с) указывают на то, что зона избыточного давления сместилась вверх. Наконец, перед извержением наблюдалось значительное увеличение скорости на более высоких частотах (1-3 и 2-4 с). Эта закономерность соответствует перераспределению давления в приповерхностном резервуаре и питающих каналах в самой постройке вулкана. После извержения произошло небольшое снижение скорости во всех полосах пропускания, что можно интерпретировать как разгрузку вулканического сооружения после растрескивания.

Несколько исследований показали, что частичная кристаллизация насыщенных флюидами расплавов вызывает избыточное давление и дегазацию [Tait, Jaupart, Vergniolle, 1989; Boichu, Villemant, Boudon, 2008]. Также в случае высококремнистой магмы в верхней коре взаимодействие между флюидами и кристаллизованными частями может вызывать повышение давления [Tramontano, Gualda, Ghiorso, 2017]. Подобные процессы могут происходить и в андезитовых магмах Безымянного. Смоделированный мигрирующий источник давления можно интерпретировать как миграцию флюидов и их взаимодействие с окружающей средой. Следовательно, подготовка к извержению 20 декабря 2017 года могла происходить в несколько этапов, схематически показанных на рис. 22. На первом этапе, до сентября 2017 г., частичная кристаллизация в среднекоровом резервуаре могла привести к перераспределению давления и высвобождению флюидов (первый и второй этапы на рис. 22). На следующем этапе до октября происходило поднятие горячих флюидов, что привело к повышению давления по мере их миграции вследствие взаимодействия с окружающими породами и локальным накоплением избыточного давления в слабопроницаемых участках подводящей системы. Глубинный кластер сейсмичности в начале ноября мог быть спровоцирован этим избыточным давлением. После этой серии землетрясений зона повышенного давления дополнительно сместилась вверх (третий этап). На четвертом этапе, начавшемся в середине декабря за неделю до извержения, насыщенный жидкостью ювенильный материал достиг приповерхностного резервуара и дестабилизировал его, инициировав лавинообразную дегазацию. Эта стремительная дегазация кислых магм привела к увеличению давления в постройке, возбуждению интенсивной вулано-тектонической сейсмичности, и, в конечном счете, спровоцировала эксплозивное извержение 20 декабря 2017 г.

Таким образом, был продемонстрирован потенциал количественной интерпретации сложных изменений сейсмических скоростей в процессе подготовки к извержению вулкана как процесса перераспределения давления в магма-гидротермальной системе.

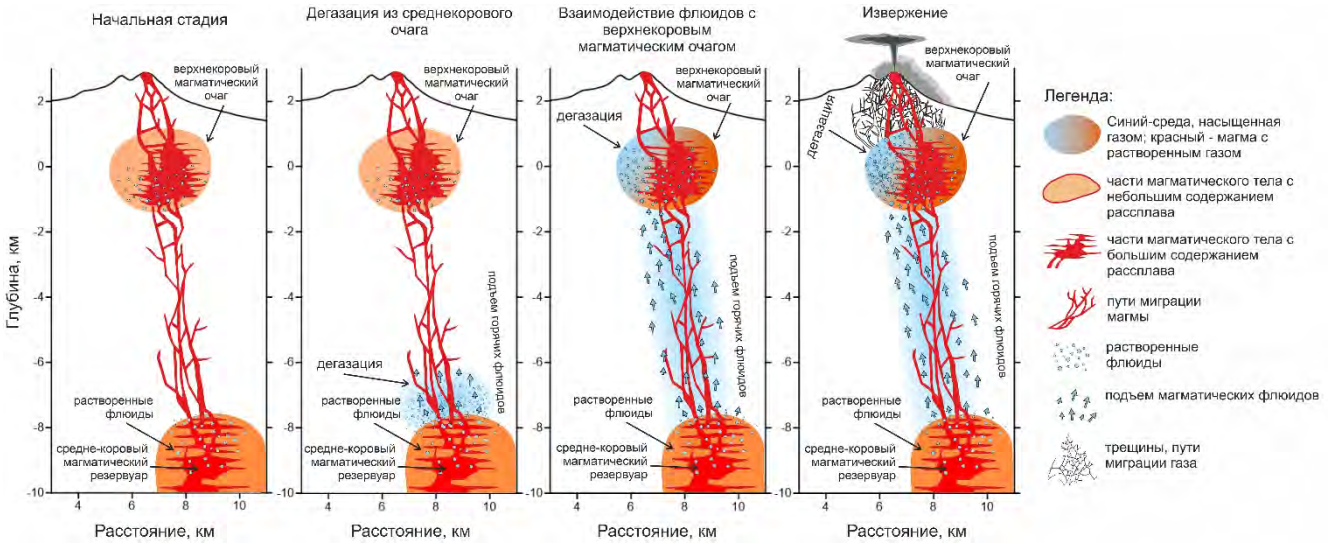


Рисунок 22. – Концептуальная модель этапов подготовки взрывного извержения Безымянного 20 декабря 2017 года. Первый этап – начальное состояние среды под Безымянным. Второй этап – подъем магматических флюидов из среднекорового магматического очага, вызванный внутренними процессами в нем. Третий этап – миграция флюидов по всей магматической системе, их взаимодействие с окружающей средой и верхнекоровым магматическим очагом. Заключительный этап – изменение P-T условий, вызванное лавинообразной дегазацией, которая спровоцировала извержение.

2.2.6 Влияние метеорологических условий на изменения сейсмических скоростей на примере активности вулкана Эбеко летом 2021 года

Для апробации методов выявления временных изменений сейсмических скоростей и анализа влияния метеорологических условий на наблюдаемые изменения скоростей во время активизации вулкана был исследован эпизод эксплозивной активности вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова) в июле-августе 2021 года.

2.2.6.1 Вулкан Эбеко и его активность в июле-августе 2021 года

Вулкан Эбеко расположен в северной части острова Парамушир в северной оконечности хребта Вернадского и состоит из ряда конусов и кратеров. В историческое время большинство извержений Эбеко были фреатическими и фреатомагматическими. В течение последнего десятилетия Эбеко проявляет вулканическую активность, состоящую из регулярных взрывов, некоторые из которых выбрасывали пепел на высоту до 5–7 км [Belousov et al., 2021]. Геологические и геофизические исследования Парамушира проводились с 1950-х годов с целью изучения геотермальных ресурсов [Богданов, 1981; Kiryukhin, 2000]. Основное внимание в этих исследованиях было уделено районам на восточном склоне хребта Вернадского в окрестностях Северо-Курильска. В настоящее время на о. Парамушир функционирует одна постоянная сейсмическая станция мониторинговой сети КФ ФИЦ ЕГС РАН, располагающаяся в окрестностях Северо-Курильска (SKR). Кроме того, геологическое строение северной части Парамушира было исследовано с помощью поверхностно-волновой и объёмно-волновой

томографии по данным временной сети (рис. 23), установленной в 2021-2022 гг. [Belovezhets et al., 2023; Koulakov et al., 2024]. Во время работы временной сейсмологической сети наблюдалась интенсивная эксплозивная активность вулкана Эбеко (рис. 23). В частности, в июле 2021 г. Эбеко производил несколько взрывных извержений в день [Kotenko, Smirnov, Timina, 2023].

2.2.6.2 Сейсмические данные и их обработка

Установленная в 2021-2022 гг. временная сеть сейсмических станций была оснащена широкополосными велосиметрами «Guralp CMG-6T» и регистраторами «DataCube». Постоянная сейсмическая станция SKR была оснащена велосиметром «Guralp CMG-3TB» [Belovezhets et al., 2023]. Все станции записывали трехкомпонентный сейсмический сигнал с частотой дискретизации 100 Гц. К сожалению, большинство временных станций постепенно вышли из строя из-за суровых климатических условий и нападений животных. В настоящем исследовании были проанализированы данные сети за период времени с 30 июня по 14 августа, когда большая часть станций ещё функционировала.

Для построения кросс-корреляционных функций были использованы вертикальные компоненты суточных записей. Процедура обработки сигналов включала в себя следующие этапы: удаление среднего и тренда; предварительная фильтрация в диапазоне частот 0,04 – 4 Гц; внесение инструментальных поправок и понижение частоты дискретизации до 20 Гц. Для частотно-временной нормализации предобработанных записей была применена последовательность операций: спектральное отбеливание, однобитная нормализация, затем повторное спектральное отбеливание. Спектральное отбеливание при этом производилось в двух полосах пропускания шириной в одну октаву (0,125 - 0,5 Гц и 2 - 4 Гц). После чего для записей, нормализованных в каждом из диапазонов, независимо были вычислены кросс-корреляции в скользящем окне длительностью 2 ч и шагом 30 минут, которые затем были просуммированы за сутки взвешенно по энергии сигнала для получения суточной оценки кросс-корреляции. Для подавления случайного шума суточные корреляции затем были осреднены в скользящем окне длиной 5 дней (текущий день, два дня до и два – после), а содержащие менее 3 кросс-корреляций окна отбрасывались.

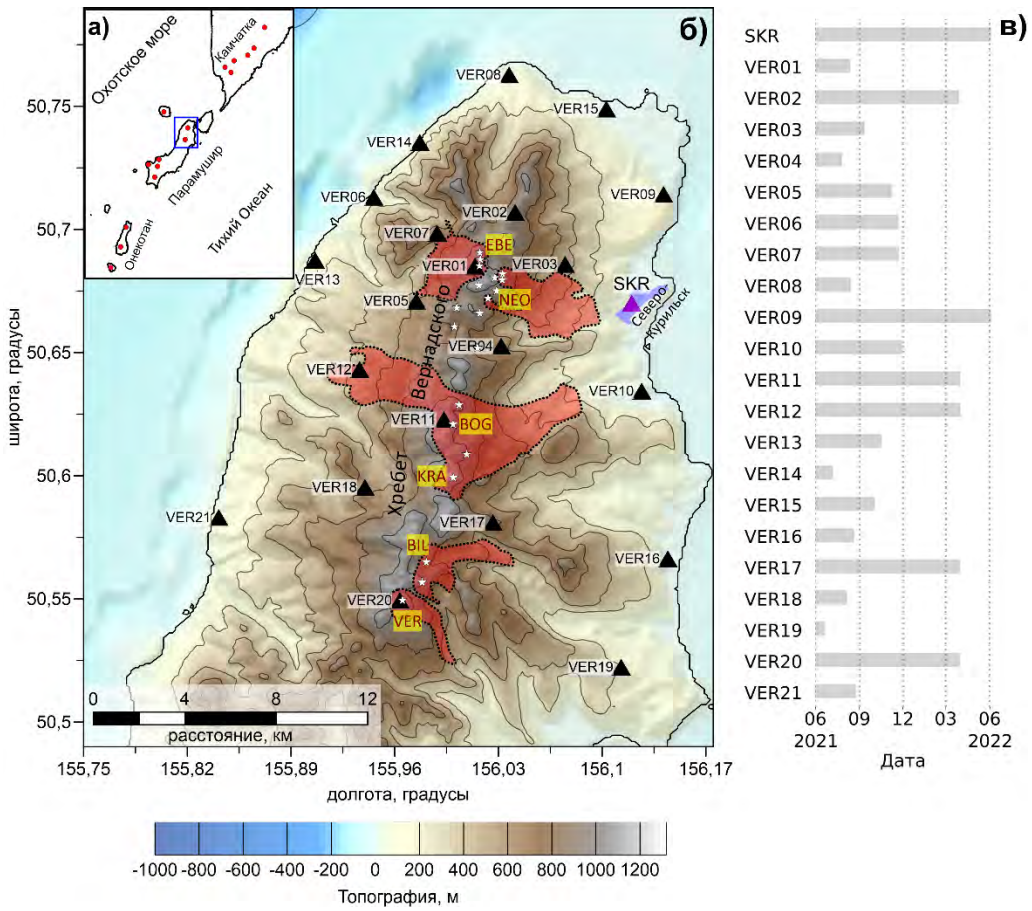


Рисунок 23. – Район исследования и распределение данных. (а) – Карта северных Курильских островов и южной Камчатки с указанием района исследований (синий прямоугольник). Красные точки обозначают голоценовые вулканы. (б) – Район исследований с отмеченными временными и постоянными сейсмическими станциями (черный и фиолетовый треугольники, соответственно). На фоне изображен рельеф с интервалом в 200 м. Красные области изображают голоценовые потоки лавы. Белые звезды обозначают конусы. Коричнево-желтыми обозначены крупные вулканические центры: VER – Вернадский; BIL – Билибин; KRA – Крашенинников; BOG – Богданович; NEO – Неожиданный; EBE – Эбеко. (в) Графики времени регистрации сейсмических станций.

Временные изменения сейсмических скоростей были оценены с помощью метода без использования эталонного сигнала на базе Байесовской линейной инверсии. Для измерения изменений сейсмических скоростей между днями был применен метод кросс-спектрального анализа в скользящем окне. В каждой полосе частот длина скользящего окна составляла тройной максимальный период полосы частот, а шаг – половину минимального периода. Параметры регуляризации для линейной инверсии были определены с помощью критерия L-кривой [Hansen, 1992]. Для обеспечения стабильности инверсии в качестве входных данных использовались измерения по сигналам с коэффициентом Пирсона не менее 0,5.

Для выделения общих закономерностей во временных рядах на разных парах стаций был проведен двухэтапный кластерный анализ методом самоорганизующихся карт и k-средних [Brentan et al., 2018]. Самоорганизующаяся карта («self-organized maps», SOM) – метод

машинного обучения без учителя для выделения основных компонент в многомерных наборах данных [Kohonen, 1982]. Полученные основные компоненты временных рядов затем были укрупнены с помощью алгоритма k-средних [Brentan et al., 2018]. Для интерпретации полученных изменений сейсмических скоростей в разных частотных диапазонах также была оценена глубинная чувствительность на центральных периодах в одномерной скоростной модели области исследования [Belovezhets et al., 2023].

2.2.6.3 Результаты и их обсуждение

В результате было выделено 2 группы кривых для обоих исследуемых диапазонов частот (рис. 24): первая группа охватывает всю исследуемую область, а вторая более сконцентрирована в северной части вокруг вулкана Эбеко. Две группы кривых демонстрируют почти противоположный характер поведения: для первой группы кривые имеют четкие максимумы в средней части рассматриваемого периода времени, тогда как в это время кривые во второй группе характеризуются понижением скоростей. В первой группе низкочастотные и высокочастотные кривые практически идентичны. Напротив, во второй группе высокочастотная кривая имеет один широкий минимум в средней части рассматриваемого интервала времени, тогда как низкочастотная кривая имеет более сложную форму и локальный максимум примерно в то же время, что и максимум в первой группе.

Выделенные группы кривых демонстрируют разный отклик на изменение погодных условий, а именно на величину выпадающих осадков и атмосферного давления (рис. 25). Для группы 2 наблюдается тесная связь между интенсивностью дождя и уменьшением скорости. Для группы 1 такой корреляции не наблюдается, напротив, в период с 1 по 20 июля наблюдается постепенное увеличение скорости. Это может свидетельствовать о том, что в случае группы 2, сконцентрированной вокруг проницаемой постройки вулкана Эбеко, метеорная вода сразу проникает в земную кору и влияет на ее упругие свойства, тогда как группа 1 относится к областям с меньшей проницаемостью и, соответственно, большей задержкой отклика изменений скоростей на изменения степени обводнения. Таким образом, повышение скорости может отражать отсроченный эффект восстановления скоростей после обводнения от талого снега в июне. При этом в группе 1 наблюдается снижение скорости с 20 июля по 10 августа, что, в свою очередь, может быть вызвано откликом на интенсивные осадки в начале июля. В группе 2 низкочастотная кривая коррелирует с изменением атмосферного давления: два локальных пика изменения скорости 13 июля и 7 августа соответствуют локальным минимумам давления. Можно предположить, что снижение атмосферного давления вызывает подъем уровня грунтовых вод [McMillan et al., 2019]. В связи с этим, перераспределение порового давления в гидротермально-магматической системе Эбеко приводит к подъему флюидов из магматического очага. Этот

процесс могут вызвать повышение давления в магматическом очаге, уплотнение горных пород и соответствующее увеличение сейсмической скорости.

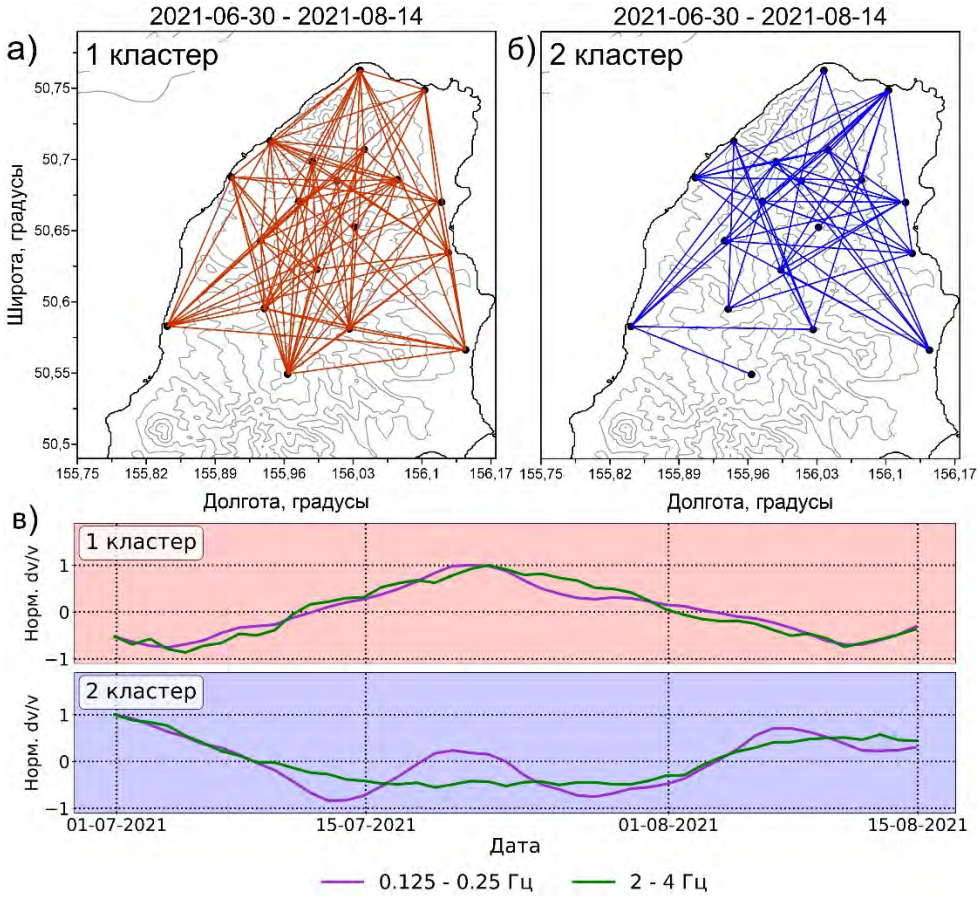


Рисунок 24. – Результаты кластеризации. (а) и (б): Пары станций (черные точки), соответствующие группам 1 и 2 (красные и синие линии, соответственно). (в) – Средние кривые изменений скорости для диапазонов частот 0.125-0.25 Гц и 2-4 Гц (фиолетовая и зеленая линии соответственно) для групп 1 и 2, обозначенных розовым и синим фоном, соответственно.

Наконец, изменения скоростей в группе 2 демонстрируют корреляцию с активностью Эбеко. В частности, снижение скоростей в ней совпадает с уменьшением фреатических извержений Эбеко с 19 по 25 июля, низким уровнем сейсмичности и пониженной эмиссией газа. Этому перерыву эруптивной активности предшествует локальный максимум кривой изменений скорости на низких частотах, сменяющийся понижением скорости. Как было продемонстрировано на примере вулкана Безымянный, подобные особенности могут быть вызваны подъемом флюида перед эксплозивным извержением [Berezhnev et al., 2023]. Следовательно, наблюдаемые изменения скорости в группе 2 можно объяснить как внешними (осадки и атмосферное давление), так и внутренними (миграция флюидов) механизмами. Для группы 1 при этом не наблюдается какой-либо связи с глубинными процессами. Таким образом, изменения на активных вулканах могут демонстрировать сложную пространственно-временную структуру и отражать как глубинные процессы, так и метеорологические условия наблюдения.

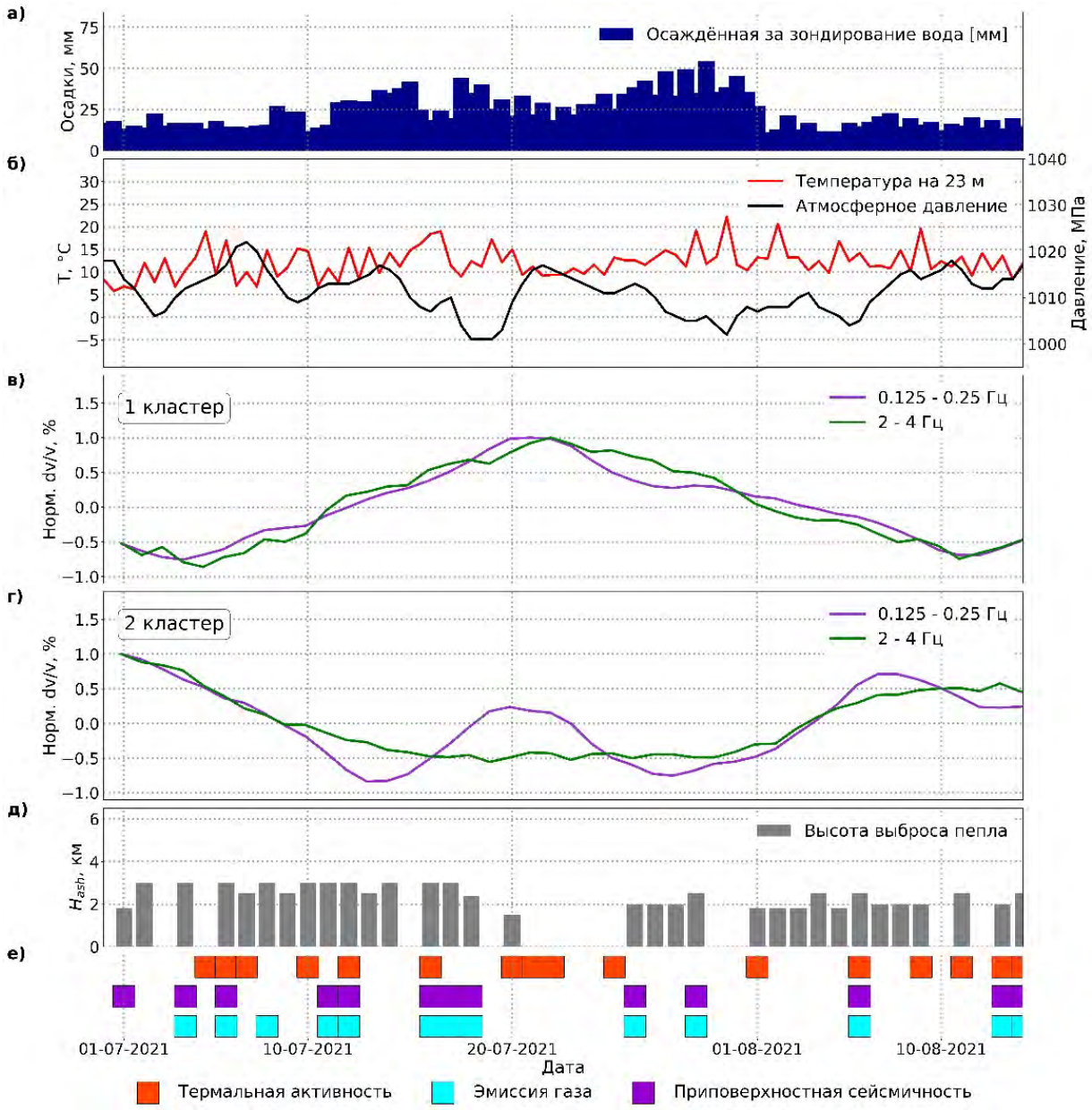


Рисунок 25. – Нормированные средние кривые изменений скорости в сравнении с метеорологическими данными и активностью вулкана Эбеко. Суточная активность Эбеко определялась по данным КФ ГС РАН и KVERT.

ГЛАВА 3. КОМПЛЕСКНЫЙ АНАЛИЗ МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ МУТНОВСКОГО ВУЛКАНА В 2023-2024 ГГ.

3.1 Магма-гидротермальная система вулкана Мутновский

3.1.1 Геологическое строение Мутновского вулканического комплекса

Вулкан Мутновский расположен примерно в 70 км от г. Петропавловск-Камчатский, на пересечении региональных разломов субмеридианального и субширотного простирания и разломных зон, ориентированных на северо-восток и северо-запад [Selyangin, 2019]. Геологическое строение Мутновского, его эруптивная активность и связанная с ним гидротермальная система активно изучаются с 1960-х годов [Белоусов, Сугробов, 1976; Вакин, Пилипенко, 1979; Duggen et al., 2007; Simon et al., 2014]. Также проводилось большое количество геофизических съемок, включая гравиметрические, магнитные, сейсмические, магнитотеллурические и электроразведочные [Мишин, 1997; Мороз, Самойлова, 2013; Нурмухамедов, Сидоров, 2022]. Геологические структуры регионального и глобального масштабов были изучены сейсмологическими методами, включая сейсмическую томографию [Bijwaard, Spakman, Engdahl, 1998; Gorbatov et al., 2001; Koulakov et al., 2011; Bushenkova et al., 2023; Egorushkin et al., 2024; Belovezhets et al., 2026].

Постройка вулкана Мутновский состоит из 4 стратоконусов (Мутновский-1, -2, -3 и -4), которые имеют небольшие кратерные кальдеры и полигенетические внутрикальдерные образования. Его активность началась в раннем плейстоцене и может быть описана циклом из роста нового конуса, образования кальдеры или кратера, затухания активности и образования нового конуса в другом месте. Самый молодой кратер (Активная Воронка), из которого в настоящее время происходят извержения, образовался примерно 1200 лет назад и располагается между Мутновским-3 и Мутновским-4 [Selyangin, 2019]. Более старые конусы состоят из горных пород, характеризующихся составом от базальтов до риодацитов, а конус «Активная Воронка» – только из базальтов [Selyangin, 2019]. В результате геохимического анализа лав Мутновского был сделан вывод, что магма образуется в результате частичного плавления мантийного материала, происходящего из-за восходящего потока воды, которая появляется при дегидратации погружающегося слэба [Duggen et al., 2007].

Геофизические исследования выявили приповерхностный магматический очаг под «Активной воронкой» и магматическую интрузию под северо-восточным склоном вулкана [Selyangin, 2019; Belovezhets et al., 2026]. В настоящее время происходят эксплозивные извержения из кратеров «Мутновский-4» и «Активная воронка», а также гидротермальная активность, включая фумаролы, в кратерах «Мутновский-3» и «Активная воронка». Исторически были зафиксированы фреатомагматические и фреатические извержения в 1848, 1852–1854, 1898,

1904, 1916, 1927–1929, 1938–1939, 1960, 2000, 2007, 2012, 2013, 2018 и 2020 гг. [Waltham, 2001; Kiryukhin et al., 2022].

3.1.2 Мутновское месторождение парогидротерм

К северо-востоку от Мутновского вулкана простирается крупное геотермальное поле, в составе которого выделяется множество фумарольных полей и горячих источников, в частности, Активная Воронка Мутновского вулкана, Верхне-Мутновское, Северо-Мутновское, Донное и Верхнее фумарольные поля. Эта гидротермальная система активно исследуется с 1970-х годов [Серафимова, 1966; Е. А. Вакин, 1986; Таран, Рожков, Пилипенко, 1986; Манштейн и др., 2008]. По составу фумарольных газов было сделано предположение, что гидротермальная система подпитывается дегазацией двух независимых магматических тел: залегающего под Активной Воронкой и находящегося на более ранней стадии дегазации; и расположенное под северо-восточным склоном Мутновского и находящееся на более поздней стадии дегазации [Зеленский и др., 2012]. На этом геотермальном поле расположено разрабатываемое в настоящее время Мутновское месторождение парогидротерм, геологическое строение и гидродинамические условия которого активно исследуются с 1970-х годов [Сугробов и др., 1970; Вакин, Пилипенко, Сугробов, 1986; Таран, Рожков, Пилипенко, 1986]. Основной резервуар месторождения заполнен преимущественно жидкостью, паровые шапки развиваются в зонах повышенной проницаемости, например, под Дачными источниками.

На месторождении действуют две геотермальные электростанции: Мутновская и Верхне-Мутновская (часто называемые вместе «Мутновская ГеоЭС», МГеоЭС). Продуктивная зона МГеоЭС имеет простирание на северо-северо-восток и наклонение 60° на восток-юго-восток [Кирюхин и др., 2006]. Для изучения структуры гидротермальной системы и оценки перспектив добычи геотермальной энергии было проведено множество исследований и разведочных геофизических изысканий [Белоусов и др., 2005; Spichak, Schwartz, Nurmukhamedov, 2007; Пашкевич, Шадрин, Чернев, 2018; Панин, Балков, 2025]. Резервуар МГеоЭС расположен на глубине около 2 км и характеризуется температурами 200–250 °C и давлением флюидов, близким к гидростатическому [Кирюхин и др., 2006]. Такие условия способствуют гидротермальным взрывам при дополнительном поступлении магматического тепла и газов. Химический состав воды месторождения анализируется с 1980-х годов, а газовый режим скважин исследуется с 2004 г. [Фирстов, Максимов, Чернев, 2006]. Основной компонент газовой смеси – водяной пар, среди других газов преобладают диоксид углерода (CO_2), сероводород (H_2S), азот, кислород, водород и метан. В целом, газокомпонентный состав теплоносителя МГеоЭС демонстрирует значительную изменчивость между скважинами и во времени [Максимов, Фирстов, Чернев, 2019].

3.1.3 Гидротермальные взрывы на Мутновском месторождении парогидротерм

В ходе разведки и эксплуатации Мутновского месторождения парогидротерм были задокументированы гидротермальные взрывы, в частности, в районе неэксплуатируемой скважины № 22 [Мельников, 2004; Кирюхин и др., 2025]. Данная скважина была пробурена в 1988 г. на глубину 1532 м и запроектирована для обратной закачки теплоносителя. Первые задокументированные серии взрывов произошли в апреле-ноябре 2003 г. и зимой 2004 г. с образованием воронки глубиной до 2 м и диаметром 50 м, на дне которой были сосредоточены грязевые котлы с температурой 97 ^{0}C. Продукты взрыва, представленные глинами и округлыми бомбами гидротермально изменённых туфов размером до 30 см, покрыли площадь 5000 м^2 преимущественно в южном и юго-восточном направлении от скважины [Мельников, 2004]. На момент взрыва скважина не эксплуатировалась, и вблизи неё ощущалось дрожание грунта. В период с 2014 по 2022 г. скважина находилась в режиме свободного аварийного фонтанирования, причём с 2019 г. наблюдались снижение устьевой температуры до 85 ^{0}C и гул, громкость которого достигала 110-115 дБ. В 2022 г. устьевая задвижка скважины была закрыта, после чего температура на оголовке скважины достигла 225 градусов [Кирюхин и др., 2025].

В августе 2023 г. была обнаружена новая воронка глубиной до 3 м и диаметром до 50 м, образование которой было датировано по спутниковым снимкам между мартом и апрелем 2023 г. В июле 2024 г. на месте этой воронки был обнаружен большой кратер размером 200 × 120 м с максимальной глубиной 30 м, природа и время образования которого на данный момент остаются дискуссионными. На основе выявленного по спутниковых снимкам изменения размера зоны протаивания вокруг скважины и признаков выброса материала было первоначально предположено, что кратер образовался в результате серии мощных гидротермальных взрывов в феврале-марте 2024 г., причем наиболее сильный взрыв произошёл между 26 февраля и 7 марта [Кирюхин и др., 2025]. Сами же взрывы, по мнению Кирюхина с соавторами, были вызваны внедрением неглубоко залегающей дайки, которая пересекла скважину № 22 и создала избыточное давление. В качестве доказательства магматического воздействия были приведены обнаруженные в кратере неизмененные фрагменты вулканических пород, а также аномалия давления газа, зафиксированная 27 марта 2024 г. на других скважинах МГеоЭС.

Позднее, на основе анализа спутниковых данных Нуждаев и др., [2025] предположили, что кратер образовался в результате оползня, произошедшего в период с 15 ноября по 2 декабря 2023 г.. В пользу этой модели свидетельствует тот факт, что 90% перемещенного материала сместилось вниз по склону в русло реки, что характерно скорее для оползня, чем для взрыва, а также отсутствие мощных бортов выброса вокруг кратера. Было также отмечено, что гидротермальные взрывы происходили внутри кратера в феврале и апреле 2024 г., но Нуждаев с

соавторами считают их вторичными событиями в уже образовавшемся кратере. Более того, не было зафиксировано каких-либо значительных взрывных сейсмических событий, которые можно было бы ожидать при взрыве, способном образовать кратер [КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2025], что дополнительно подтверждает гипотезу об оползне, а не о взрывном происхождении кратера.

3.1.4 Геофизический мониторинг вулкана Мутновский

С 2008 года в окрестностях Мутновского вулкана функционируют четыре постоянные телеметрические сейсмические станции КФ ФИЦ ЕГС РАН: MTV (Мутновский), ASA (Асача), GRL (Горелый) и RUS (Русская), благодаря которым производится непрерывный сейсмологический мониторинг [Соболевская, 2009; Берсенева, Соболевская, 2013; Чебров и др., 2013]. На основе данных сейсмологической сети на вулкане Мутновский были обнаружены и исследованы длинно-периодные сейсмологические события, спазматический тремор и вулано-тектонические события [Кугаенко, Нуждина, Салтыков, 2011; Берсенева, Соболевская, 2013]. В сентябре 2024 года постоянная сейсмическая сеть была расширена четырьмя дополнительными станциями: [Шакирова и др., 2025]. Также с 2009 г. научные группы VONA/KVERT (ИВиС ДВО РАН) и Лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности (КФ ФИЦ ЕГС РАН) [Чебров и др., 2013] проводят непрерывное наблюдение за Мутновским путем ежедневных видеонаблюдений, а также с помощью анализа спутниковых данных.

3.2. Сейсмические и прочие наблюдения на Мутновском вулкане в 2023-2024 гг.

3.2.1 Сейсмические данные

Временная сейсмическая сеть вокруг вулканов Мутновский и Горелый была установлена в 2023-2024 гг. совместно ИНГГ СО РАН, НГУ, ИВиС ДВО РАН и АО «Зарубежнефть». В сети были представлены как широкополосные, так и короткопериодные велосиметры. Установленная сеть предназначалась для исследования нескольких локальных термальных проявлений и коровых источников их питания. В связи с этим сеть представляла собой несколько вложенных систем наблюдения: два профиля для разведки гидротермальных источников в Жировской и Вилючинской долинах (по 20 и 10 короткопериодных станций, соответственно); широкоапертурную расстановку, покрывающую территорию с юга на север между вулканами Асача и Вилючинский и от западного борта кальдеры Горелого до Жировской долины на востоке (рис. 26). Вместе с 4 постоянными станциями мониторинговой сети КФ ФИЦ ЕГС РАН одновременно функционировало до 65 сейсмических станций [Belovezhets et al., 2026]. Сейсмические станции были оборудованы следующими приборами:

1. Широкополосные (ШП) велосиметры Nanometrics Trillium PH (максимальный период 120 с) с регистраторами Nanometrics Centaur;

2. Широкополосные велосиметры Güralp CMG-6T (максимальный период 30 с) с регистраторами DiGOS Omnirecs DATA-CUBE3;
3. Широкополосные велосиметры R-sensors CME-4111 (максимальный период 60 с) с регистраторами DiGOS Omnirecs DATA-CUBE3;
4. Широкополосные велосиметры R-sensors CME-6111ND (максимальный период 60 с) со встроенными регистраторами;
5. Короткопериодные (КПЧ) велосиметры Geospace GS-One LF 5 Hz (номинальная угловая частота 5 Гц) с регистраторами SPB-SI SCOUT;
6. Короткопериодные велосиметры ОКБ ИФЗ СМ-3 (номинальная угловая частота ~0,8 Гц) телеметрической сети сейсмических станций КФ ФИЦ ЕГС РАН [Чебров и др., 2013].

В ряде работ было продемонстрировано, что для методов на основе кросс-корреляций сейсмических записей указанные короткопериодные велосиметры возможно использовать до периодов 10 с при внесении инструментальной поправки, несмотря на значительно более высокую номинальную угловую частоту [Gómez-García et al., 2018; Soubestre et al., 2019; Belovezhets et al., 2026]. Сигналы на различных типах приборов были записаны со следующими частотами дискретизации: ШП станции – 100 Гц, временные КП станции – 125 Гц, постоянные КП станции – 200 Гц.

Из всех установленных временных станций лишь четыре отработали в течение всего запланированного периода наблюдений, поскольку большинство станций были разрушены дикими животными, затоплены грунтовыми водами или подвержены проблемам с синхронизацией внутренних часов [Belovezhets et al., 2026]. В течение периода времени с 1 октября 2023 г. по 16 марта 2024 г. непрерывно функционировало 25 станций, включая постоянные, однако значительная часть из них была сконцентрирована в локальных профилях в Жировской и Вилючинской долинах. Для обработки непрерывных сейсмических записей в настоящем исследовании из них были выбраны 15 станций, обеспечивающих равномерное покрытие в районе исследования (рис. 26). Также в качестве комплиментарных данных был использован построенный по постоянным мониторинговым станциям каталог сильных землетрясений, произошедших в области исследования за анализируемый период, предоставленный КФ ФИЦ ЕГС РАН.

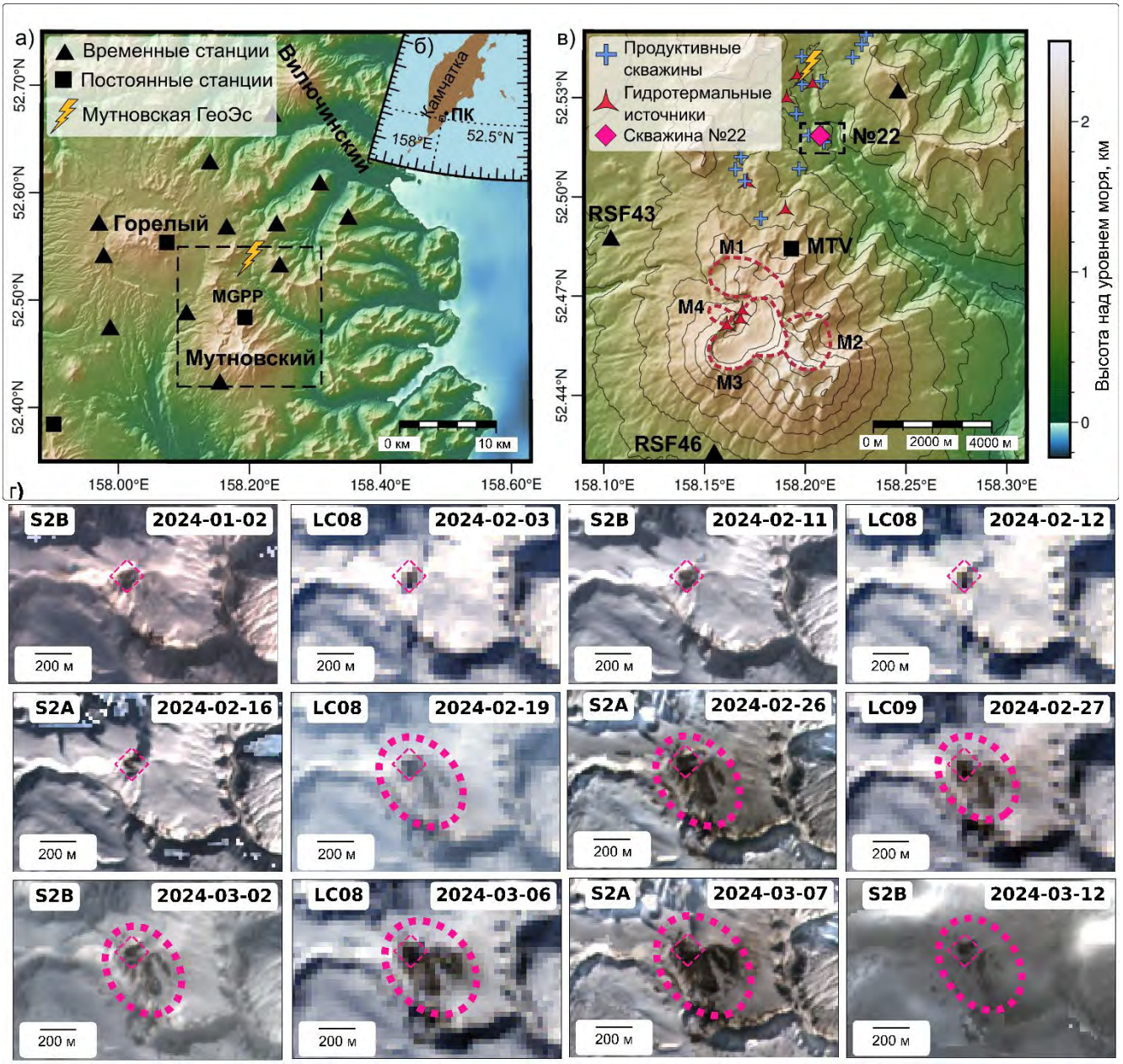


Рисунок 26. – Карта (а) исследуемого региона с указанными сейсмическими станциями, использованными для анализа, с (б) врезкой географического расположения и (в) увеличенным изображением Мутновского вулкана и района геотермальной электростанции (черный пунктирный квадрат на панели а). ПК — Петропавловск-Камчатский, M1-M4 – центры вулканической активности Мутновского. (г) Спутниковые снимки места гидротермальной активности за период наблюдений (черный пунктирный прямоугольник на панели в). Район скважины № 22 выделен розовым пунктирным ромбом. Розовый эллипс выделяет область, затронутую гидротермальной активизацией. Код спутника указан в левом углу каждого изображения (Sentinel-2A/2B как S2A и S2B; Landsat-8/9 как LC08 и LC09), а дата съемки указана в правом углу.

3.2.2 Спутниковые изображения и прочие наблюдения

Для уточнения оценки времени гидротермальных взрывов в феврале марте 2024 г., предложенной Кирюхиным и др. [2025], были дополнительно проанализированы спутниковые изображения участка скважины № 22 с двух семейств спутников: Landsat (7 и 8, пространственное разрешение 30 м) и Sentinel (2A и 2B, пространственное разрешение 10 м). С

использованием платформы Microsoft Planetary Computer [Microsoft Open Source и др., 2022] за период с 27 сентября 2023 г. по 17 марта 2024 г. были собраны скорректированные на атмосферу снимки в видимом RGB-диапазоне с обеих спутниковых систем и снимки температуры поверхности земли («land surface temperature», LST), определенные по инфракрасному диапазону. В общей сложности было собрано 27 RGB-изображений и 17 LST-изображений с четко видимой скважиной №22 (рис. 26, 27).

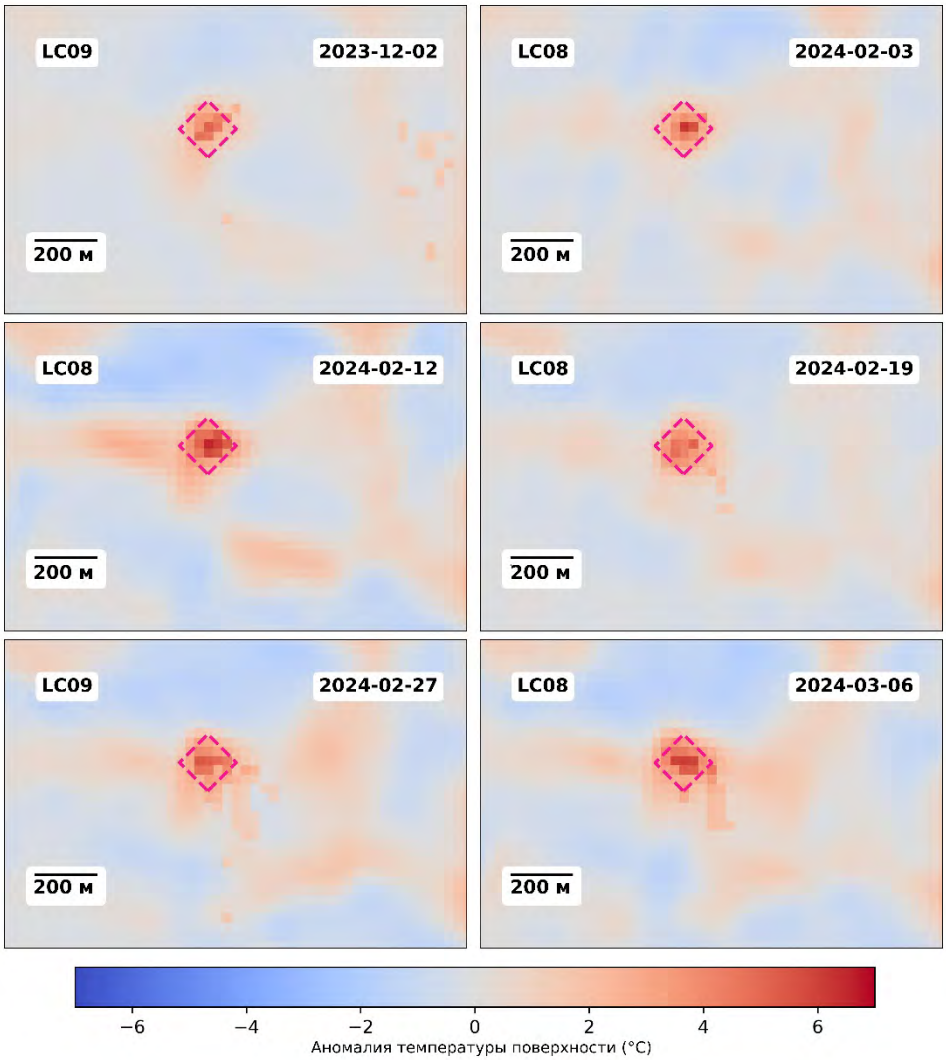


Рисунок 27. – Аномалия температуры поверхности около скважины №22 за период наблюдений. Аномалия определяется как отклонение от фоновой температуры, вычисленной как температуры поверхности земли, сглаженная гауссовым окном шириной 1 км. Область скважины № 22 выделена розовым пунктирным ромбом. Код спутника указан в левом углу каждого изображения (Landsat-8/9 как LC08 и LC09, соответственно), дата изображений указана в правом углу.

По этим данным на скважине № 22 наблюдались устойчивая зона оттаивания и паровой фонтан в течение зимы до середины февраля. 19 февраля возникли две новые зоны оттаивания, простирающиеся от скважины на юг и юго-восток, прослеживающиеся как на RGB, так и на LST снимках (наиболее четко на снимке от 26 февраля). На снимке от 2 марта эти области частично

покрыты снегом, затем 6 марта к северу от них появилась новая зона оттаивания в том же направлении (наиболее четко видна на снимке от 7 марта). Наконец, к 12 марта все эти зоны покрылись снегом. Таким образом, на основе этих снимков можно установить, что за период сейсмологических наблюдений произошло по крайней мере два последовательных гидротермальных взрыва: 16–19 февраля и 2–7 марта.

Также для интерпретации и анализа результатов обработки сейсмологических данных были привлечены открытые спутниковые данные метеорологических условий в области исследования, в частности, температура поверхности и скорость ветра на поверхности. Эти данные были получены с помощью веб-сервиса NASA POWER Project [Hegyi et al., 2024], предоставляющего временные ряды оценки погодных условий для сектора земной поверхности размером 0.5x0.625 с шагом дискретизации в 1 час.

3.3 Анализ сейсмовулканического тремора

3.3.1 Ковариационный и спектральный анализ сейсмических записей

Обработка записей временной сети, установленной в окрестности вулканов Горелый и Мутновский в 2023-2024 гг., проводилась с помощью открытого пакета CovSeisNet [Tong et al., 2024] и состояла из следующих шагов [Seydoux et al., 2016]. Сначала записи были отфильтрованы в полосе частот 0,1–10 Гц, а для ускорения вычисления и приведения к единой дискретизации во времени их частота дискретизации была понижена до 25 Гц. Поскольку сеть состояла из приборов с различными характеристиками от ШП до КП сейсмометров, в записи были внесены инструментальные поправки. После этого запись с каждой станции была независимо нормализована с использованием спектрального отбеливания и нормировки на энергию сигнала. Затем нормализованные данные были разделены на 50-секундные подокна с 50%-ным перекрытием и сгруппированы в наборы по 24 для формирования 10-минутных окон оценки ковариационной матрицы и её спектральной ширины. Таким образом, было получено частотно-временное распределение спектральной ширины матрицы ковариации сети в полосе частот от 0.1 до 10 Гц (рис. 28). Важно отметить, что в течение анализируемого периода наблюдались проблемы с передачей сигнала радиотелеметрических станций, проявляющиеся в сильных помехах в сигнале. Во время проблем с передачей возникает уменьшение эффективного ранга матрицы ковариации в связи с потерей когерентности сигнала на этих станциях, что наблюдается как уменьшение величины спектральной ширины на всей полосе частот. Для учёта влияния этого эффекта для каждого момента времени распределение спектральной ширины нормировалось на максимальную величину.

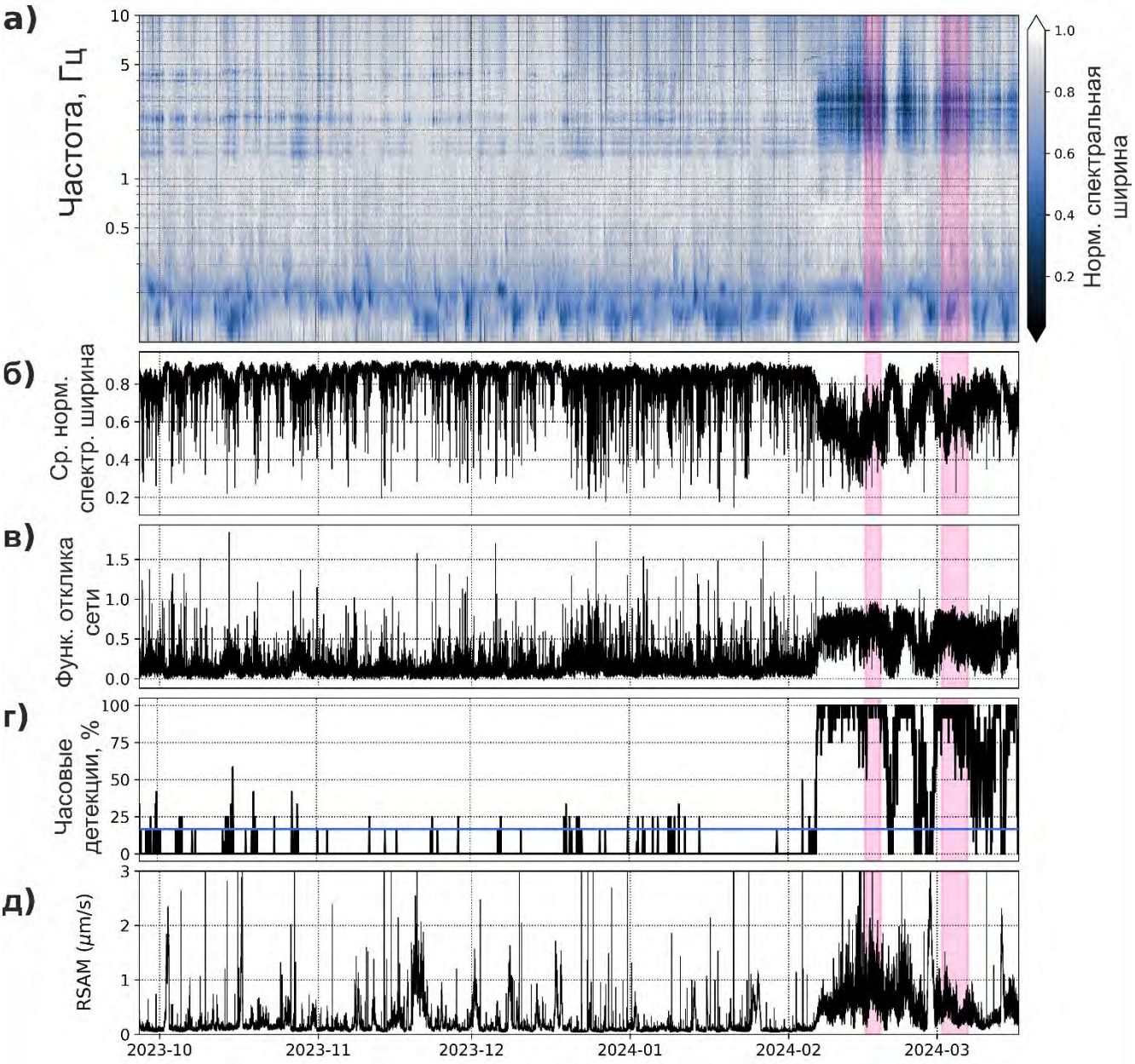


Рисунок 28. – Характеристика зарегистрированного волнового поля: (а) – спектральная ширина ковариационной матрицы, вычисленная для каждой частоты по 10-минутным перекрывающимся окнам; (б) – спектральная ширина, усредненная по частотному диапазону 1–5 Гц; (в) – отклика сети; (г) – процент обнаруженных окон, содержащих тремор, относительно почасовых записей (синяя линия указывает на одно обнаружение в час); (д) – RSAM для станции RSF46, вычисленная в частотном диапазоне 1–5 Гц с использованием 10-минутных окон. Розовые вертикальные полосы указывают на оценочное время гидротермальной активности.

Для анализа распределения спектральной энергии в течение времени наблюдения были также вычислены PSD на 3 станциях (рис. 29), установленных на склоне вулкана Мутновский (RSF4, RSF46, MTV). PSD вычислялось в тех же окнах, что и матрицы ковариации, и для оценки вариаций относительного распределения энергии дополнительно нормировалось на суммарную мощность сигнала (далее, полное и нормированное или относительное PSD, соответственно). Для анализа вариаций распределения спектральной энергии в зависимости от расположения станций

затем была вычислена медиана нормированного PSD по окнам сигнала, классифицированным как тремор. На ближайшей к активной воронке станции RSF46 также была вычислена средняя в 10-минутном окне амплитуда сигнала (RSAM) в полосе частот 1 5 Гц (рис. 28).

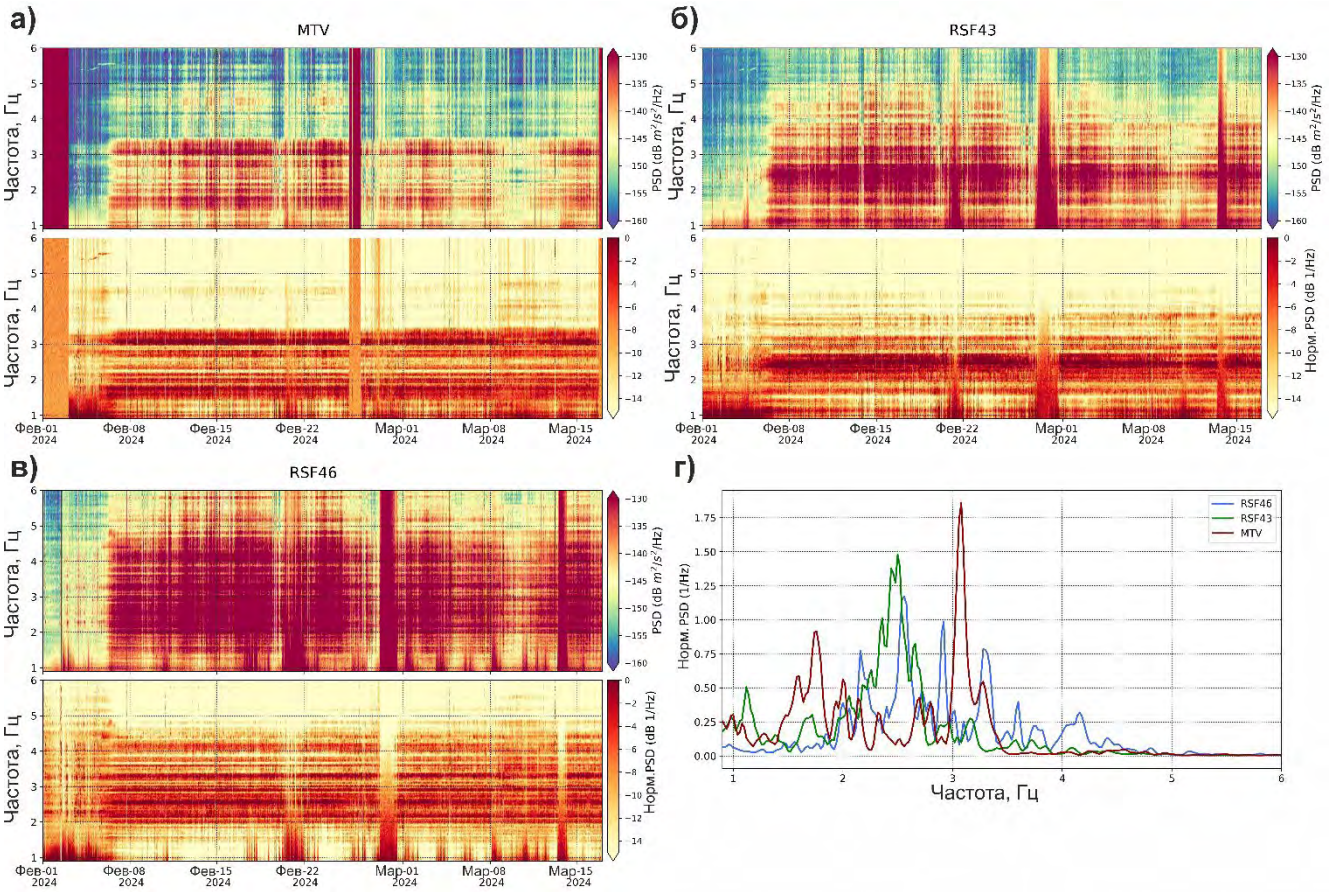


Рисунок 29. – Зависимость спектральной плотности мощности (PSD) от времени наблюдения с трех ближайших станций: а – MMTV; б – RSF43; в – RSF46. Верхняя часть каждой панели представляет собой PSD: верхняя часть – полную мощность сигнала, нижняя – нормированную. Часть г – отображает медианную нормированную PSD, оцененную по окнам записи тремора. Начало эпизода тремора четко видно как по полной, так и по нормированной PSD. Панель нормированной PSD показывает стабильность частотного распределения мощности сигнала тремора на протяжении всего эпизода. На постоянной станции MTV потеря связи четко выделяется случайным распределением и выбросами значений мощности сигнала. На двух временных станциях (б-в) отчетливо видно подавление сигналов тремора во время штормов 20-21 февраля, 29-29 февраля и 11-12 марта.

3.3.2 Результаты и их обсуждение

С 6 февраля 2024 г. до конца периода наблюдений в спектральной ширине был выявлен интенсивный сейсмический тремор в диапазоне частот 1,5–5 Гц (рис. 28). Кроме того, в диапазоне 0,1–0,3 Гц были обнаружены сигналы океанических микросейсм с флуктуирующей доминирующей частотой. В общей сложности было идентифицировано 8450 окон, содержащих когерентные сигналы, на основе соотношения между NRF и средней спектральной шириной: 314 обнаружений до 6 февраля и 8136 после (рис. 30). До 6 февраля эти обнаружения в основном соответствуют импульсным сигналам от землетрясений. Пример наиболее когерентных записей

тремора от 14 февраля и соответствующее пространственное распределение вероятностей местоположения источников представлены на рисунке 31.

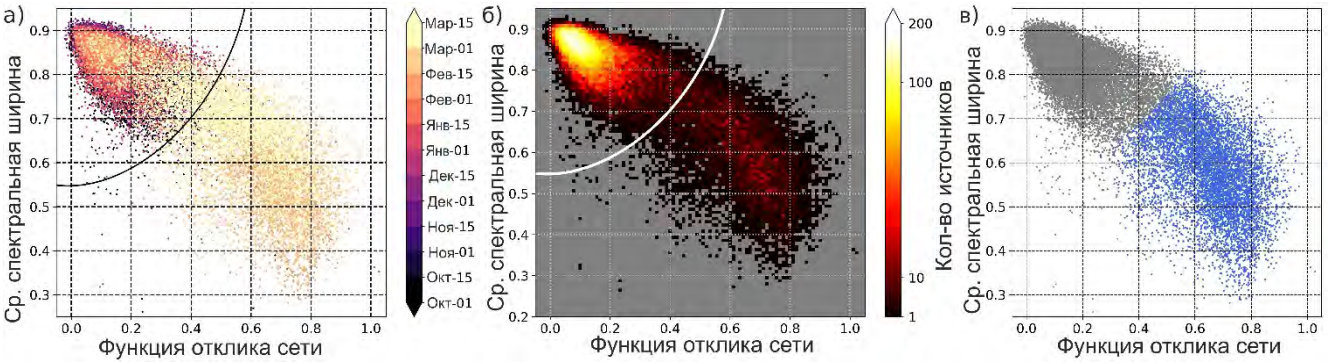


Рисунок 30. – Классификация сейсмического волнового поля на сигнал-шум. NRF как функция от средней нормированной спектральной ширины. а) – характеристика записей от времени наблюдения; б) – гистограмма характеристик сигналов; в) – полученная классификация исследуемых записей: серый цвет обозначает наблюдение, классифицированное как фоновый шум, синий цвет обозначает наблюдение, классифицированное как тремор. Черные (а) и белые (б) эллипсы представляют собой разделение между сигналами шума и сигналом тремора. Эллипс задан положением центра $(\boldsymbol{x_0}, \boldsymbol{y_0}) = (\mathbf{0.13}, \mathbf{0.94})$, большой и малой полуосями $\boldsymbol{a}, \boldsymbol{b} = \mathbf{0.35}, \mathbf{0.5}$ и углом поворота $\boldsymbol{\phi} = \boldsymbol{-\pi/3}$.

В течение эпизода тремора общее распределение когерентности (рис. 28) характеризовалась несколькими последовательными изменениями. Первоначально нормировананя спектральная ширина постепенно уменьшалась с 6 по 7 февраля. В период с 8 по 12 февраля она оставалась относительно стабильной, со средними значениями около 0,5 и незначительным увеличением до 0,7 8 февраля. Наиболее когерентный сигнал наблюдался с 12 по 20 февраля в диапазоне 1,5–5 Гц, характеризующемся средними значениями спектральной ширины около 0,4–0,6. 20–21 февраля произошло явное падение когерентности, при этом средние значения спектральной ширины достигли 0,9. В период с 26 по 28 февраля наблюдались небольшие кратковременные колебания, за которыми резкое снижение когерентности 28–29 февраля. В период с 1 по 8 марта были зафиксированы промежуточные значения ширины спектра (около 0,6–0,7). С 8 по 12 марта когерентность заметно снизилась, при этом средняя спектральная ширина составила около 0,8. Более когерентная фаза была вновь зафиксирована 12–13 марта (спектральная ширина приблизительно 0,6), за которой последовал еще один перерыв 13 марта. Наконец, спектральная ширина постепенно уменьшилась до 0,6 15 марта и оставалась стабильной, что указывает на непрерывный сигнал высокой когерентности. Анализ сходства между первыми собственными векторами всех ковариационных матриц показал, что эпизод тремора формирует кластер с коэффициентами корреляции, достигающими 0,9 (рис. 32). При этом записи до эпизода тремора характеризуются слабой корреляцией доминирующих сигналов на уровне 0,5.

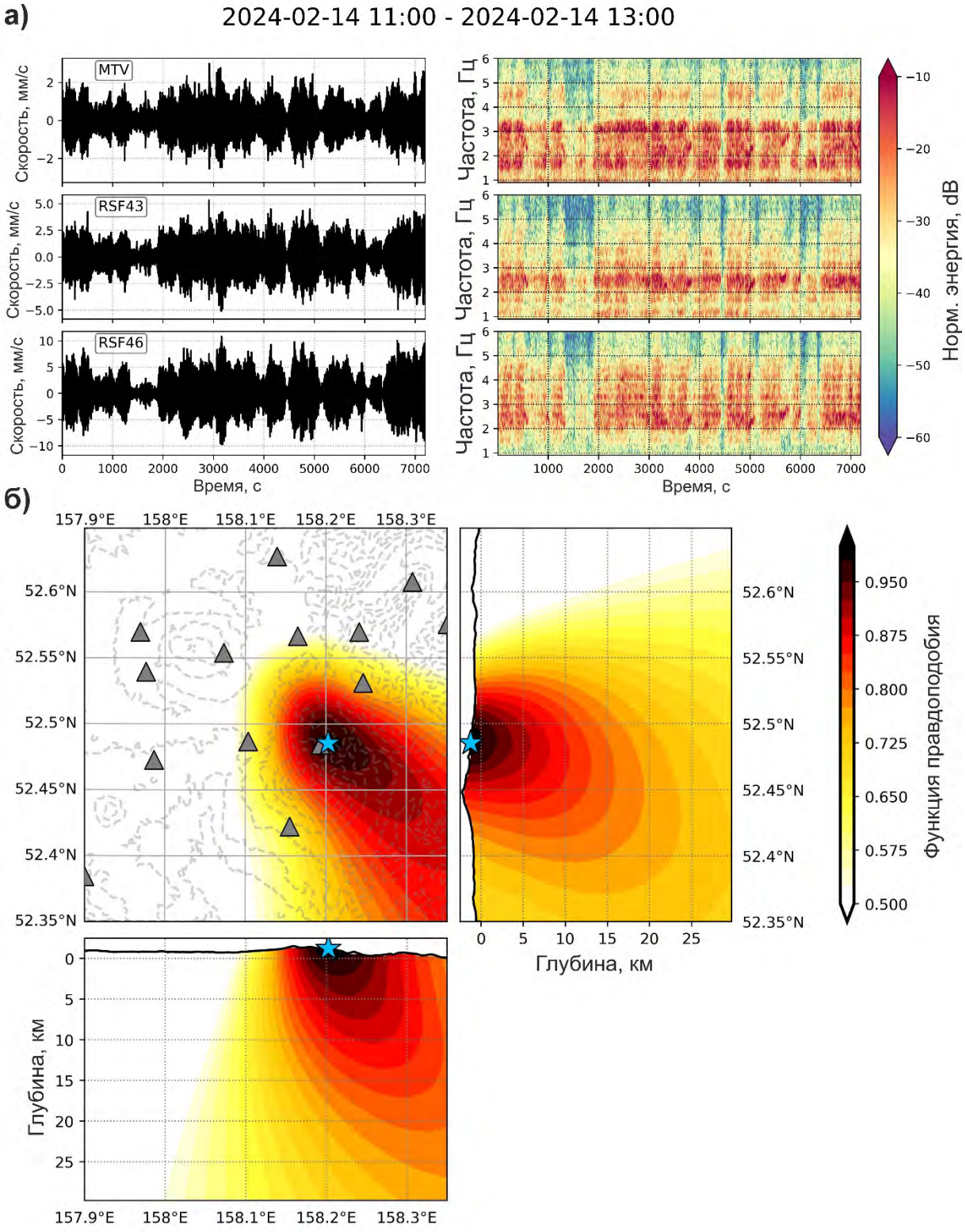


Рисунок 31. – Пример одной из наиболее когерентных двухчасовых записей тремора: а) – сигналы и спектрограммы; б) – соответствующее суммарное пространственное распределение вероятности локации источника сигнала.

По частотно-временному распределению спектральной плотности мощности начало эпизода тремора маркируется значительным увеличением содержания энергии сигнала в полосе частот 1,5–5 Гц (рис. 29). Хотя PSD тремора на станции RSF43 характеризовалось одним сильным

максимумом на частоте 2,6 Гц, распределения на станциях MTV и RSF46 демонстрировали более сложную картину с несколькими спектральными максимумами (рис. 29). На постоянной телеметрической станции MTV сигнал характериовался несколькими быстрыми увеличениями энергии со случайным распределением, маркирующими потерю связи 1-3 и 28-29 февраля. На станциях RSF43 и RSF46 наблюдались постепенные увеличения полной и нормированной PSD 20-21, 27-29 февраля и 11-12 марта, что совпало с увеличением спектральной ширины. Помимо этих особенностей, относительное распределение спектральной мощности сигнала на всех рассмотренных станциях показало, что, во время эпизода тремора, спектральное распределение мощности тремора оставалось стабильным.

Плотность гипоцентров когерентных сигналов была построена для эпизода тремора (с 6 февраля по 17 марта 2024 г.) по сигналами с латеральными и вертикальными неопределенностями локации не более 1,5 и 2 км соответственно (рис. 33). Источники всех обнаруженных сигналов располагались под северным склоном вулканической постройки Мутновского с наибольшей концентрацией между его активными центрами (Активная Воронка и фумарольное поле) и продуктивными участками геотермального поля Мутновского примерно в 2-4 км от скважины № 22. Большинство гипоцентров находится вблизи поверхности, в то время как небольшая их часть достигает глубины 6 км (рис. 34). При этом лишь небольшая часть гипоцентров характеризуется латеральными и вертикальными неопределенностями локации, превышающими 1 км, что позволяет с уверенностью интерпретировать их распределение в пространстве (рис. 33).

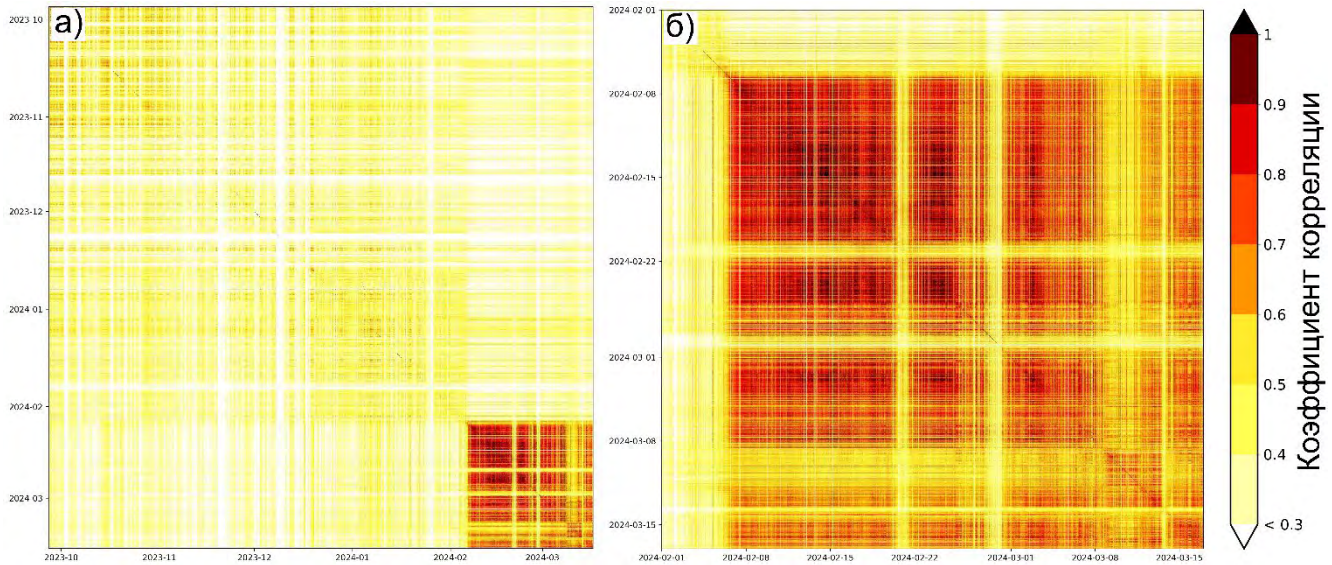


Рисунок 32. – Панель а) – матрица корреляции между первыми собственными векторами всех проанализированных ковариационных матриц за исследуемый период, б) – те же данные, увеличенные в области эпизода тремора.

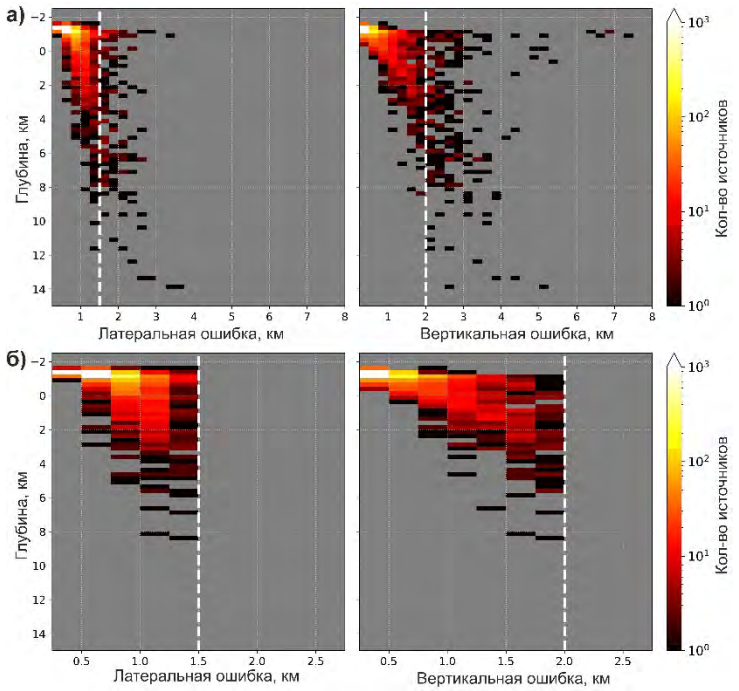


Рисунок 33 а) – Распределение неопределенностей местоположения источника по глубине, который оценивается как среднее расстояние от максимумов распределения функционала локации до изоповерхности величины 99% от максимумов. б) – Распределение по глубине неопределенностей местоположения источника после удаления местоположений с высокой неопределенностью. Белая пунктирная линия указывает пороговое значение.

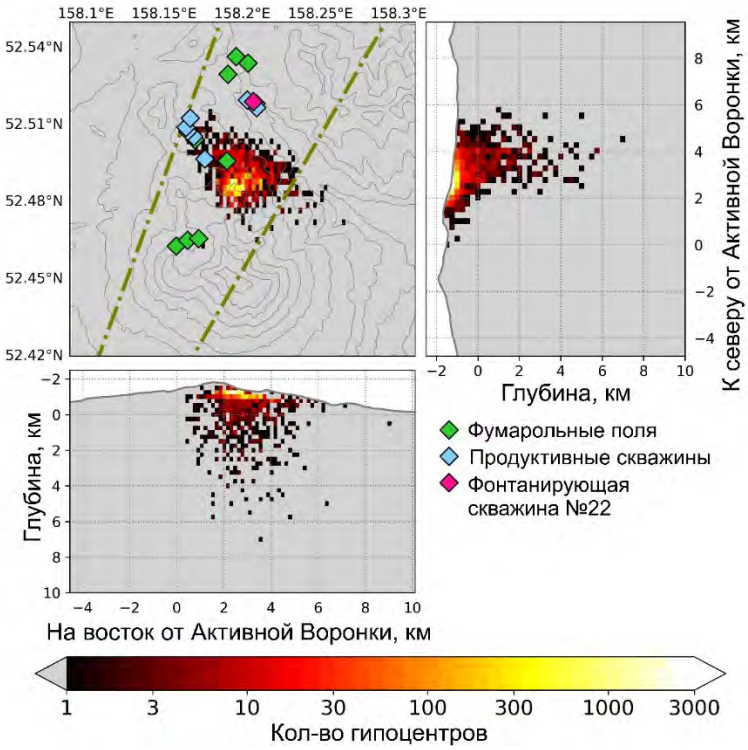


Рисунок 34. Гипоцентры источников тремора. На верхнем левом графике показано латеральное распределение гипоцентров. На верхнем правом и нижнем графиках показано распределение гипоцентров, спроецированное на поперечные сечения Восток-Запад и Север-Юг, соответственно. Расстояние указано относительно Активной Воронки вулкана Мутновский. Оливковые штрихпунктирные линии указывают приблизительное простирание основных разломных зон.

В период с 6 февраля по 16 марта в спектральной ширине тремор наблюдался практически непрерывно за исключением отдельных периодов времени, которые совпадали с увеличением скорости ветра (рис. 35) и увеличением когерентности вторичных океанических микросейсм. При этом на временных станциях наблюдались изменения в распределении спектральной плотности мощности, которые отсутствовали на постоянных. Этот эффект может быть интерпретирован как влияние штормовых ветров на записи слабо заглубленных временных сейсмических станций [Withers et al., 1996].

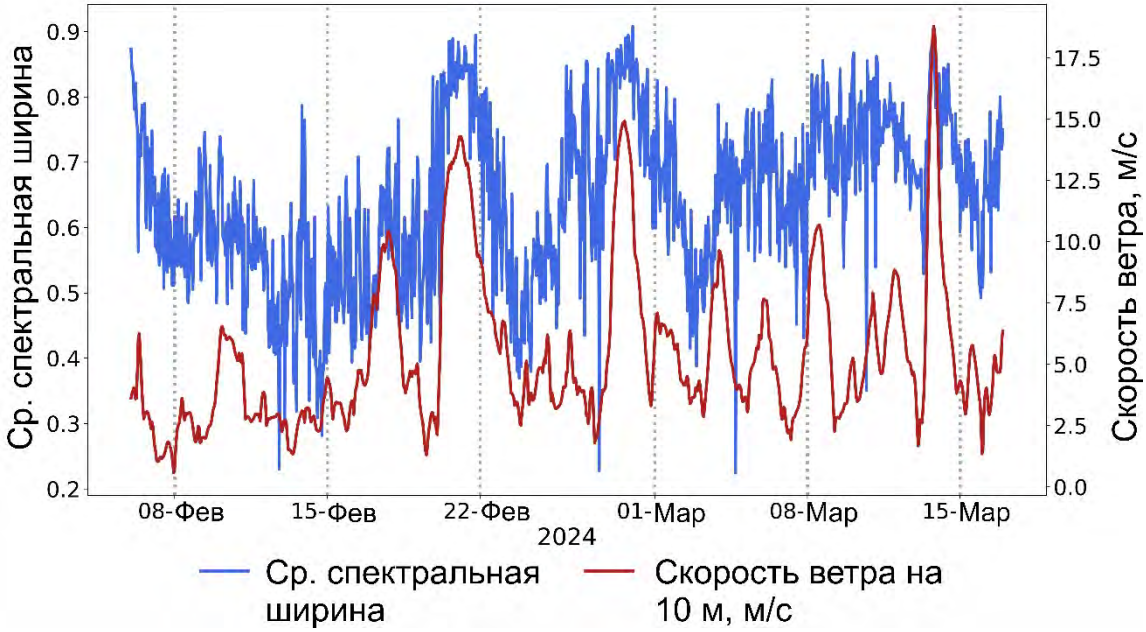


Рисунок 35. – Сравнение скорости ветра и средней спектральной ширины. Сильный штормовой ветер совпадает с высокими значениями спектральной ширины, что указывает на снижение когерентности зарегистрированного волнового поля.

Наблюдаемые источники сейсмического тремора не совпадают точно с местом гидротермальной активности около скважины № 22 (рис. 34). Это может быть вызвано ограниченной точностью определения местоположения из-за разреженной сети наблюдений. В частности, отсутствие станций в юго-восточном направлении от МГеоЭС приводит к более низкому пространственному разрешению в этом азимуте (рис. 31). Кроме того, использованная одномерная скоростная модель не учитывает неоднородность распределения скоростей в районе вулкана Мутновский [Belovezhets et al., 2026], включая зону низких скоростей в районе Мутновского гидротермального месторождения. Это могло привести к недооценке времени распространения и смещениям в предполагаемом местоположении источника. Наконец, сильное рассеяние внутри вулканического постройки Мутновского также может снижать точность определения местоположения [Barajas et al., 2023]. В связи с этим можно предположить, что наблюдаемый тремор связан с процессами в гидротермальной системе вулкана Мутновский. Гипоцентры в основном расположены в районе поверхностных термальных источников,

простираясь примерно в продуктивной зоне МГеоЭС [Кирюхин и др., 2006] и разломных структурах, контролирующих поток флюидов в ней [Селянгин, 1993]. Гидротермальное происхождение тремора также подтверждается отсутствием значительной вулкано-тектонической сейсмичности, которая должна была бы сопровождать внедрение интрузий [Matoza, Chouet, 2010a].

Относительно механизмов возбуждения наблюдаемого тремора, на основе имеющихся данных, возможно предположить лишь то, что тремор может быть связан с взаимодействием магмы или магматических флюидов и воды [Havskov et al., 1983], и ассоциированными с этим гидротермальными процессами [Julian, 1994; Fujita, Fukao, Kanjo, 2000; Rust, Balmforth, Mandre, 2008]. Например, источником тремора могли выступать кипение [Matoza, Chouet, 2010a], многократные выбросы пара из гидротермальных трещин и их резонанс [Nakano, Kumagai, Chouet, 2003b; Neuberg et al., 2006]. Два отчетливых минимума в распределении спектральной ширины и максимумы PSD тремора на частотах ~2,6 и ~3,15 Гц могут свидетельствовать о существовании одновременно нескольких источников тремора (рис. 28 и 29). В то же время эти спектральные особенности могут быть вызваны рассеянием в неоднородной среде [Barajas et al., 2023; Bracale et al., 2025] или различными модами одного и того же резонансного процесса.

3.4 Анализ изменений сейсмических скоростей

3.4.1 Построение кросс-корреляций

Кросс-корреляции были построены по суточным трёхкомпонентным записям 14 станций (в связи с высоким уровнем собственных шумов на горизонтальных компонентах из анализа была исключена станция ASA). Для получения оценки изменений сейсмических скоростей, не возмущенной влиянием нестационарного распределения источников шума на кросс-корреляции, по полученному ранее распределению спектральной ширины сперва был определен диапазон частот, в котором сигнал преимущественно представлен случайным шумом: 0.33 – 1 Гц. Кросс-корреляции в данной работе вычислялись как между всеми компонентами разных станций, так и между компонентами одной станции. Предварительная обработка записей включала в себя следующие операции. Сначала суточные записи были отфильтрованы в полосе 0,1–2 Гц, внесена инструментальная поправка, удален тренд и понижена частота дискретизации до 5 Гц для снижения вычислительных затрат. Затем записи были разбиты на часовые сегменты с 15-минутным перекрытием. Для нормализации записей при вычислении кросс-корреляции между компонентами разных станций и разными компонентами одной станции применялось спектральное отбеливание в целевой полосе частот и однобитная нормализация. При вычислении автокорреляций (корреляции канала станции самого с собой) применялась только полосовая фильтрация в целевом частотном диапазоне и однобитная нормализация [Hobiger et al., 2014],

поскольку спектральное отбеливание разрушает фазовую информацию автокорреляции. Наконец, кросс-корреляции вычислялись между нормализованными сегментами записи, суммировались взвешенно по энергии сигналов за сутки и фильтровались полосовым фильтром в том же диапазоне частот. Для повышения временного разрешения и стабильности измерений изменений скорости кросс-коррелограммы были отфильтрованы от аддитивного шума с помощью SVD-WF, с сохранением 16 сингулярных векторов и использованием фильтра Винера размером 10 дней и 1,2 секунды [Moreau et al., 2017; Taylor, Hillers, 2020]. Таким образом, для всех станций и их пар были получены полные тензоры корреляции (рис. 36).

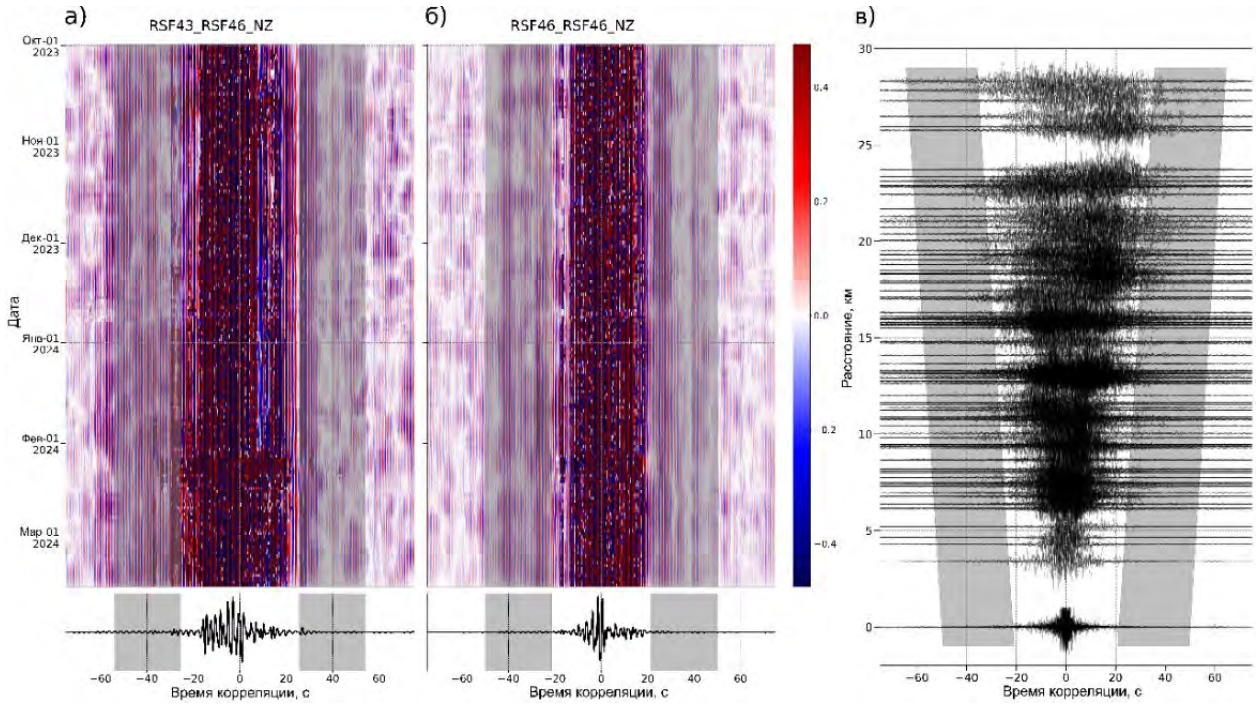


Рисунок 36. – Примеры построенных функций кросс-корреляций. Панель а) – кросс-корреляции между станциями; панель б) – кросс-корреляция между компонентами на одной станции; панель в) – все типы кросс-корреляционных функций, расположенные в соответствии с расстоянием между станциями. Серые участки указывают на часть, содержащую кода-волны и используемую для оценки вариаций скоростей.

3.4.2 Определение временных изменений сейсмических скоростей

Временные изменения сейсмических скоростей были оценены с помощью метода без использования эталонного сигнала на базе Баейсовской инверсии методом Монте-Карло цепей Маркова. Для измерения изменений сейсмических скоростей между днями был применен метод мультикомпонентного кросс-спектрального анализа в скользящем окне (JC-MWCS). Задержки времени распространения измерялись по коде кросс-корреляций (рис. 36), которая была определена как временное окно $[t_{arrive} + 21.5, t_{arrive} + 52.5]$, где оценка времени прихода поверхностных волн t_{arrive} [Hobiger et al., 2014] предполагала среднюю групповую скорость 2 км/с [Belovezhets et al., 2026]. Задержки оценивались в 12-секундном скользящем окне с шагом в

1 секунду, чтобы избежать пропуска циклов [James et al., 2017]. Для измерений dV/V использовались только оценки в окнах сигнала со средней когерентностью более 0,65 и неопределенностями задержек менее 0,1 с (рис. 16). Для оценки временных изменений на каждой станции и паре станций MCMC-инверсия проводилась в течение 100 000 итераций, при этом первые 25 000 отбрасывались как период отжига (рис. 37). Наконец, чтобы уменьшить высокочастотные флуктуации, временной ряд оценок и неопределенностей dV/V был сглажен в 3-хдневном скользящем окне [Taylor, Hillers, 2020].

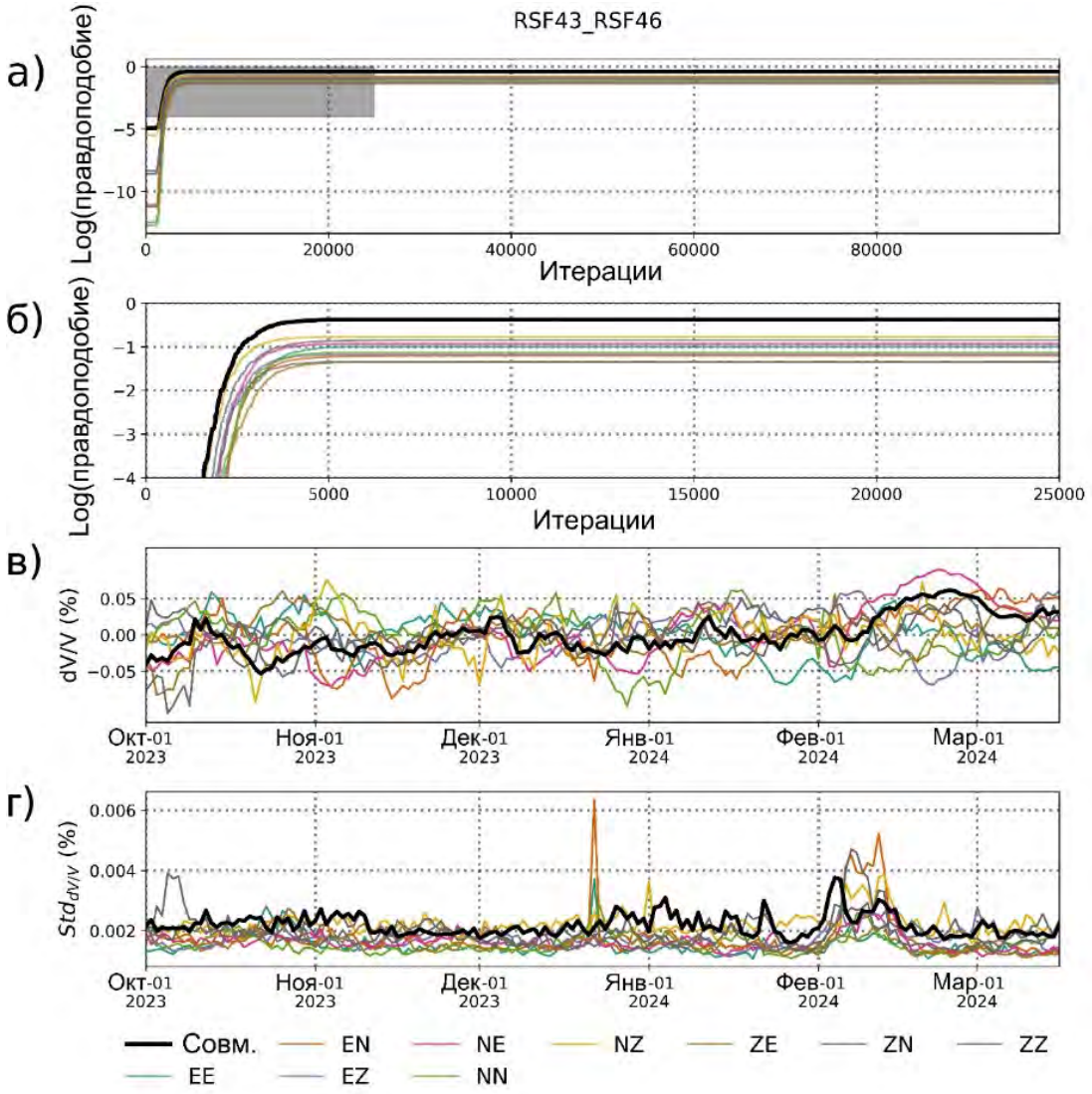


Рисунок 37. – Пример инверсии методом Монте-Карло цепей Маркова для оценки изменений скорости. Черная кривая показывает результаты, основанные на измерениях, полученных с помощью предложенного подхода MWCS с совместным использованием всех компонент, а цветные кривые - результаты, основанные на измерениях, полученных с помощью однокомпонентного подхода MWCS. На панели а) показана логарифмическая функция правдоподобия в течение фазы отжига. На панелях б) и в) показаны среднее значение и стандартное отклонение апостериорного распределения, соответственно.

3.4.2 Учёт сезонного тренда изменений сейсмических скоростей

Полученные временные ряды dV/V демонстрируют сильный сезонный тренд (рис. 38), свящанный с ярко выраженной сезонностью климата Камчатки, который характеризуется, в том числе холодной и снежной зимой. Это необходимо учитывать для корректного анализа вулканических процессов. Такие тренды обычно оцениваются на основе многолетних наблюдений, что невозможно для анализируемой временной сети. Более того, разреженная сеть из трех постоянных станций, функционирующих в исследуемой области, не обеспечила бы несмещенных оценок сезонных изменений скоростей, поскольку две из них расположены на склонах постоянно активных вулканов Мутновский и Горелый. Таким образом, для анализа активности вулкана Мутновский в анализируемый период времени необходимо оценить сезонную составляющую изменений, используя только семимесячный временной ряд. Предполагая, что ряд dV/V представляет собой линейную комбинацию локальных краткосрочных вариаций и регионального годового сезонного тренда, наблюдаемый на сети тренд был оценен как медиана временных рядов по всем станциям и парам станций, сглаженных с помощью 28-дневного скользящего среднего (рис. 39). Полученный временной ряд при этом демонстрирует увеличение скоростей на протяжении практические всего периода наблюдения, коррелирующее с температурой поверхности (рис. 39), что может быть объяснено термоупругими эффектами [Illien et al., 2025].

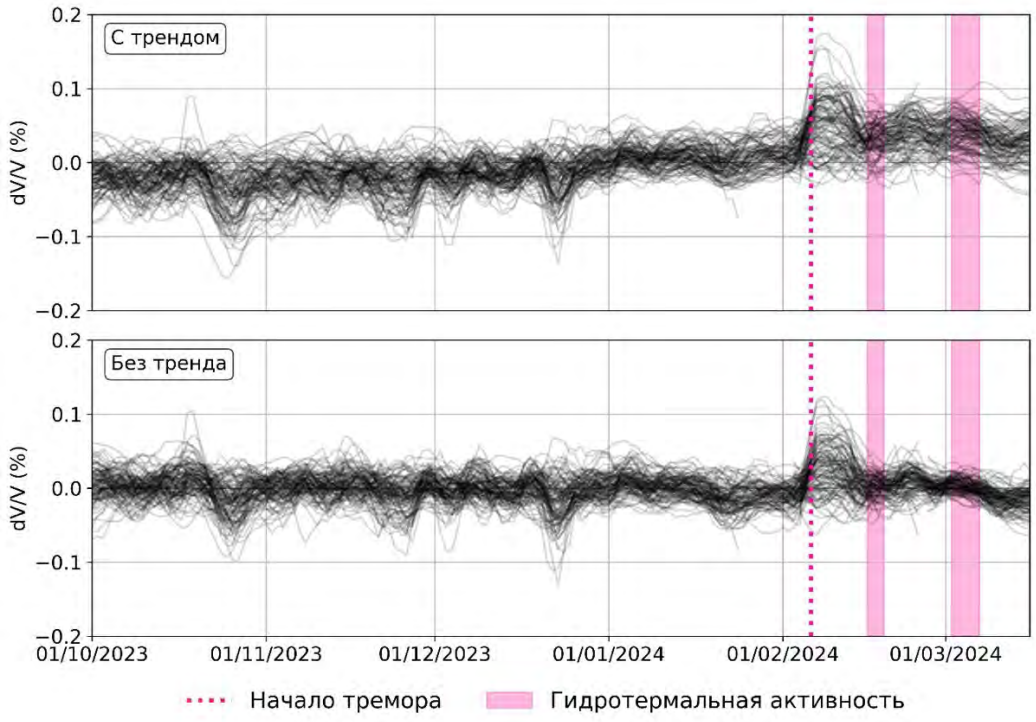


Рисунок 38. – Полученные временные ряды изменений скорости. На верхней панели показаны исходные временные ряды; на нижней панели – временные ряды после процедуры удаления тренда.

Чтобы проверить эту гипотезу, промерзание грунта было оценено с помощью простой модели теплопроводности и спутниковых данных о температуре поверхности [Illien et al., 2025]. Для коэффициента температуропроводности использовалась средняя оценка для рыхлых неконсолидированных пород: k = 10^{-6} м²/с [Berger, 1975], а прямая задача теплопроводности решалась в одномерной постановке с помощью прямой схемы Эйлера. В качестве начального условия использовалась средняя температура поверхности за первые две недели, а в качестве граничного условия – временной ряд температуры поверхности, сглаженный с помощью 28-дневного фильтра Савицкого-Галлея 3-го порядка. Чтобы учесть влияние замерзания воды и снежного покрова, которые ослабляют температуропроводность грунта, температура оценивалась на глубине $z = \sqrt{2}z_{char} = \sqrt{2\omega/k}$, где ω – период в один год, z_{char} – характерная глубина. Из полученного временного ряда температуры затем было удалено среднее, и получен временной ряд температурных колебания T. Тренд сети и температурные колебания демонстрируют высокую степень антикорреляции с коэффициентом Пирсона -0,98 (рис. 39).

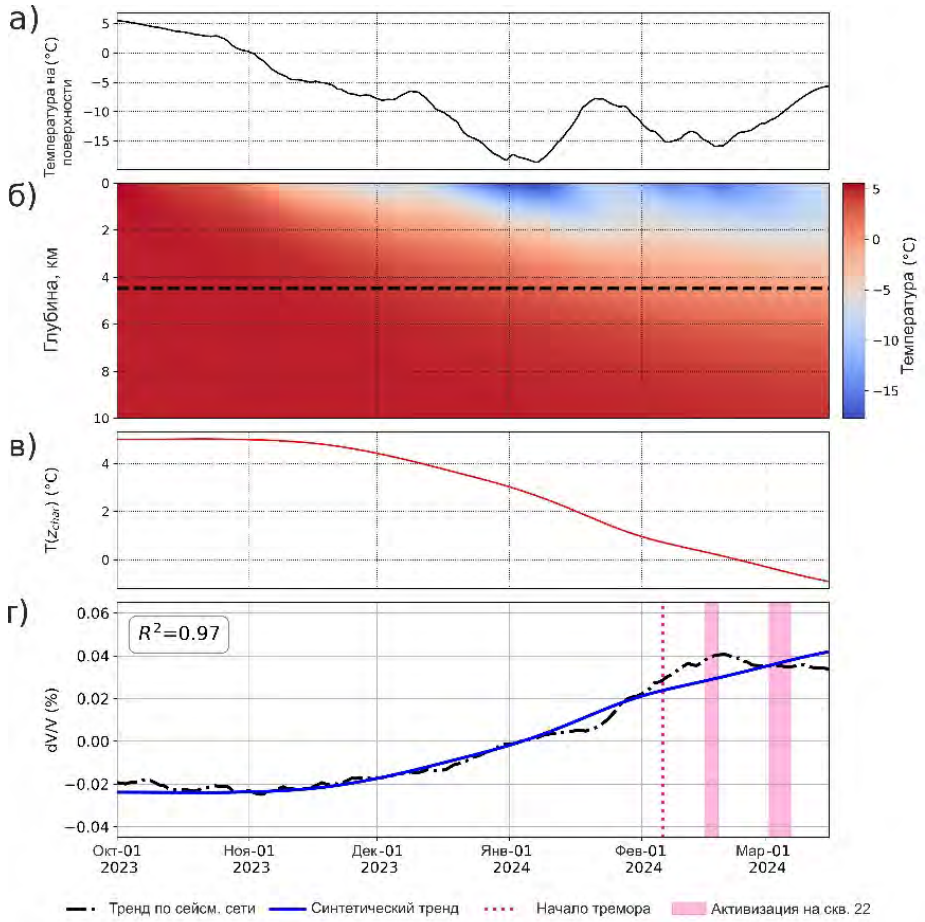


Рисунок 39. – Схема оценки сезонного тренда. Панель а) – сглаженная температура поверхности за время наблюдения. Панель б) – оцененный температурный профиль, черная пунктирная линия указывает рассматриваемую характерную глубину, температура на которой приведена на панели в). Панель г) представляет собой сравнение тренда по сети и тренда, вызванного температурой, с соответствующим коэффициентом R^2, приведенным в верхнем левом углу.

Таким образом, полученные колебания температуры грунта можно использовать в качестве поправки на тренд [Mikhael, Poli, Garambois, 2024], связанной с изменениями скорости на сети как:

$$dv/v_{temp} = \alpha T, \alpha = \frac{cov(T, dv/v_{trend})}{var(T)}, \quad (53)$$

где dv/v_{temp} – тренд изменений скорости, вызванный термоупругими эффектами, $cov(,)$ ковариация временных рядов, $var()$ – вариация временного ряда, α – кажущийся термоупругий коэффициент. Поскольку сейсмические станции были установлены в различных локальных геологических условиях, разные станции по-разному подвержены влиянию сезонных погодных трендов [Köhler, Weidle, Maupin, 2012; Massa, Barani, Lovati, 2014]. Более того, изменения скорости, построенные на основе данных одной станции, более чувствительны к локальным эффектам, тогда как оценки по парам станций чувствительны к изменениям в большем объёме среды. Следовательно, оценки скоростей на различных кривых в разной степени подвержены влиянию сезонных эффектов. В таком случае сезонный тренд в каждом из временных рядов dV/V можно удалить как линейно связанную компоненту:

$$dv/v(t)_{detrend} = dv/v(t) - \beta\, dv/v(t)_{temp},$$
$$\beta = \frac{cov\left(dv/v, dv/v_{temp}\right)}{var\left(dv/v_{temp}\right)}, \quad (54)$$

где $cov(,) -$ ковариация двух временных рядов, $var()$ – вариация временного ряда. Процедура удаления тренда значительно уменьшила разброс кривых dV/V, особенно до и во время эпизода тремора (рис. 38), и выделила изменения скорости, произошедшие в магма-гидротермальной системе вулкана Мутновский (рис. 40).

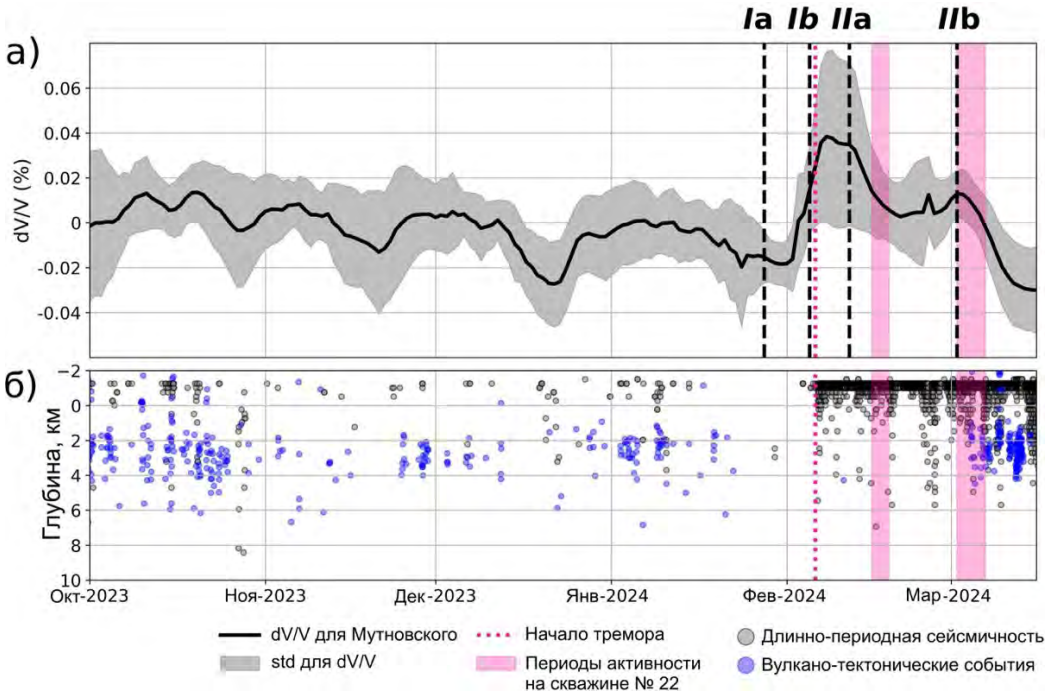


Рисунок 40. – Временные изменения сейсмических скоростей в окрестности Мутновского вулкана и Мутновского парогидротермального месторождения. а) Среднее значение и стандартное отклонение вариаций скорости с удаленным трендом для станций, расположенных рядом с вулканом Мутновский. Черные пунктирные линии обозначают выделенные этапы Ia, Ib, IIa и IIb. б) Глубинное распределение сейсмичности по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН (вулкано-тектонические землетрясения) и гипоцентры длинно-периодной сейсмичности по результатам ковариационного анализа.

3.4.3 Локация изменений сейсмических скоростей в пространстве

Для определения пространственного распределения изменений сейсмических скоростей были использованы временные ряды вариаций скорости, скорректированные на тренд. Для оценки пространственных ядер чувствительности кода-волн была использована скорость распространения 2 км/с и оценка средней длины свободного пробега рассеянной волны 20 км, как промежуточная оценка между величинами, характерными для вулканических построек и для региональных горных массивов [Obermann et al., 2013; Obermann et al., 2014; Machacca-Puma et al., 2019]. Параметры регуляризации были выбраны на основе критерия L-кривой (рис. 41). Для оценки пространственного разрешения восстанавливаемых карт изменений скорости были сделаны синтетические тесты типа шахматная доска (рис. 42). Эти тесты показали, что конфигурация сети позволяет надежно восстанавливать геометрию возмущений с характерными размерами приблизительно 7 × 7 км. При этом в области между вулканами Мутновский и Горелый наблюдается сильное размытие геометрии возмущений в юго-западном направлении из-за отсутствия данных в этом азимуте (рис. 42).

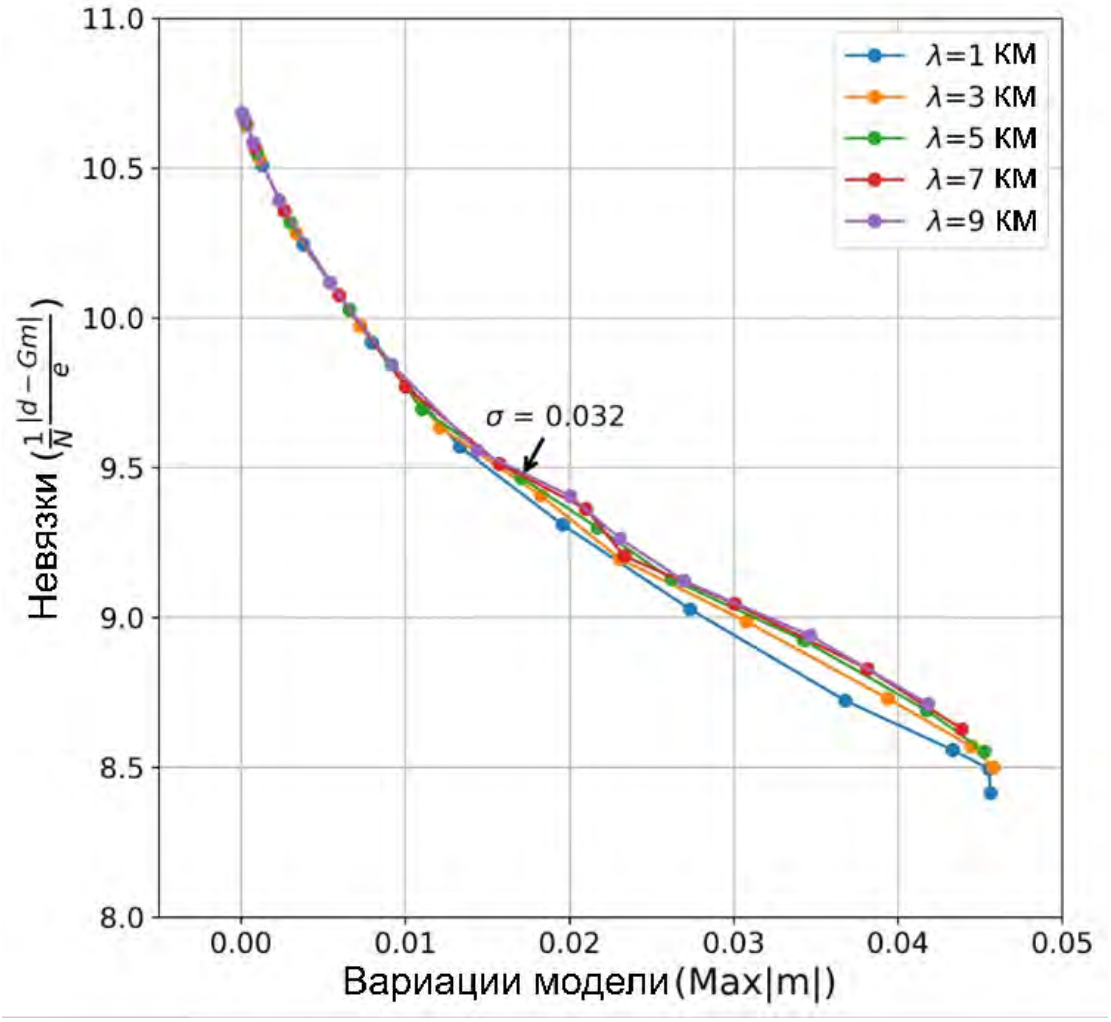


Рисунок 41. – L-кривая оценки пространственного распределения изменений скоростей. Черная стрелка указывает на использованные значения параметров регуляризации: σ = 0,032% и λ = 5 км.

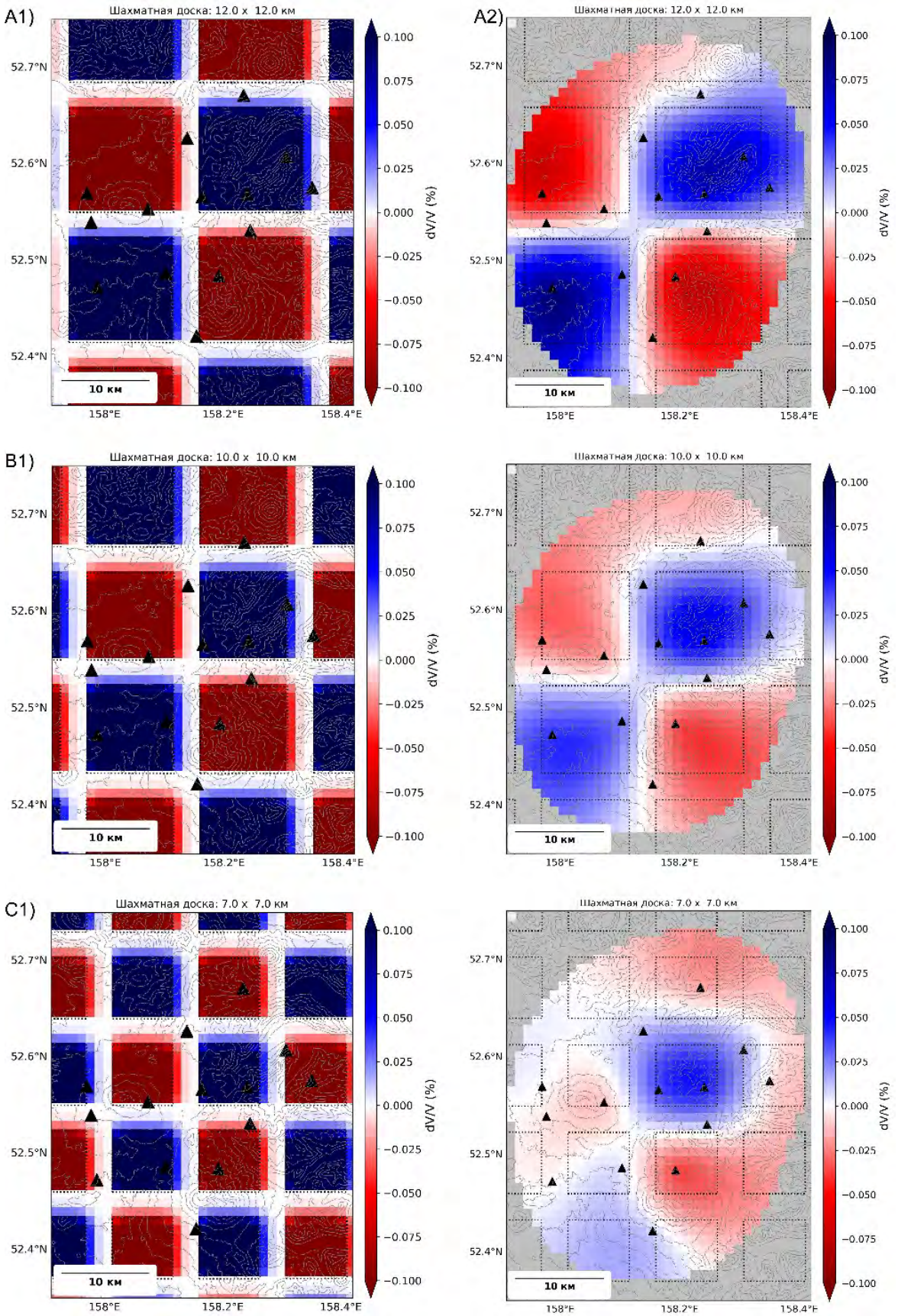


Рисунок 42. – Результаты синтетических тестов типа «шахматная доска» для определения пространственного разрешения локации изменений скоростей. В левом столбце – заданные аномалии, в правом столбце представлены результаты инверсии. А – возмущение размером 12 км, В – 10 км и С – 7 км.

3.4.4 Результаты оценки изменений сейсмических скоростей и их обсуждение

В общей сложности по всем станциям и парам станций было получено 105 временных рядов dV/V с вычтенным трендом (рис. 39). Кривые изменения скорости укладываются в интервалах значений от -0,15 до 0,15 %, их неопределенности составляют не более 0,01 %, а медианное значение неопределенности по всем временным рядам составляет ~0,003 %. Наибольший интерес для анализа временных изменений скоростей представляют станции, расположенные в районе Мутновского парогидротермального месторождения, как на самом вулканическом сооружении, так и вблизи МГеоЭС (станции MTV, RSF46, JRV28, JRV32). Характер изменения скорости на выбранных станциях соответствует среднему значению по сети, но при этом средний временной ряд изменений по этой выборке выделяет локальные минимумы и максимумы с меньшей дисперсией (рис. 40).

С октября 2023 года по январь 2024 г. вариации скорости в районе Мутновского геотермального месторождения характеризовались несколькими локальными минимумами, совпадавшими с небольшими сейсмическими роями, зарегистрированными как КФ ФИЦ ЕГС РАН, так и с помощью ковариационного анализа, описанного ранее в данной работе. Наиболее заметное снижение скорости в этот период произошло в конце декабря; оно длилось около двух недель и характеризовалось локальными минимумами, совпадавшими с несколькими землетрясениями, расположенными на глубинах более 6 км ниже уровня моря. После этого до начала января скорости изменялись незначительно. С 10 января произошло постепенное снижение скорости, достигшее минимума в конце января (рис. 40), которое затем сменилось быстрым увеличением скорости, наблюдавшимся до 8 февраля, в том числе во время начала эпизода тремора (рис. 40). Максимальная скорость наблюдалась с 8 по 12 февраля (рис. 40), после чего она снижалась до 20 февраля, охватывая период максимальной когерентности тремора и первый эпизод гидротермальной активности на скважине №22 14 и 16–18 февраля, соответственно. Перед вторым эпизодом гидротермальной активности наблюдалось небольшое увеличение скорости с локальным максимумом, зафиксированным 2–3 марта (рис. 40). После этого до конца периода наблюдений происходило заметное снижение скорости, совпадающее с роями землетрясений, обнаруженными КФ ФИЦ ЕГС РАН на глубинах около 2–4 км ниже уровня моря, и с более глубокими источниками тремора. Важно отметить, что данное снижение скорости может быть переоценено из-за краевых эффектов процедуры удаления тренда, поэтому оно не подвергалось дальнейшему анализу.

Пространственное распределение возмущения скорости (рис. 43) было проанализировано в период времени, соответствующий основным особенностям временных рядов, описанным выше, начиная с января 2024 года. Во-первых, в период малых изменений скорости во временных

рядах с 1 по 10 января не было выявлено локализованных сильных возмущений. Локальные минимумы в конце января (рис. 43) соответствуют падению скорости, охватывающему область, включающую все гидротермальные проявления. При этом амплитуда глобального минимума достигала величины около -0,1%, а он сам располагался на юго-западном склоне Мутновского, как показано на карте распределения возмущений скорости от 28 января (рис. 43). Увеличение скорости в начале февраля (рис.43) охватило область вокруг вершины вулкана Мутновский, включая продуктивные зоны Мутновского гидротермального месторождения, что особенно заметно на карте 5 февраля, за день до начала тремора (рис. 41). Максимумы dV/V 11 февраля соответствуют возмущению скорости, охватывающему вулкан Мутновский и область на его западном склоне вокруг станции RSF43 (рис. 43). Однако данная область характеризуется низким пространственным разрешением модели. Затем, между эпизодами гидротермальной активности, эти высокоскоростные области сместились в сторону области между Мутновским и Горелым с уменьшением амплитуды. Наконец, перед второй активизацией малоамплитудные увеличения скорости располагались вокруг постройки Мутновского и продуктивной зоны МГеоЭС, а положение максимумов охватывало область аварийных скважин (рис. 43).

Обнаруженные закономерности изменения скоростей – снижение скорости в течение нескольких недель с последующим быстрым увеличением непосредственно перед взрывной активностью – имеют сходства, но также и отличаются от закономерностей, описанных на других вулканах, в том числе, на рассмотренных в данной работе вулканах Эбеко и Безымянный. Важно отметить, что Мутновский вулкан отличается от большинства других наблюдаемых наличием большого, активно эксплуатируемого гидротермального резервуара, расположенного рядом с магматической системой. В частности, внедрение в этот резервуар магмы или магматических флюидов приводит к нагреву существующих гидротермальных флюидов и обогащению их неконденсируемыми газами [Поляков, Кирюхин, 2024]. Нагрев гидротермальных вод приводит к превращению жидкой воды в пар, что оказывает существенное влияние на поровое давление и, следовательно, на наблюдаемые сейсмические скорости. Образование пара резко снижает скорости продольных волн [Takei, 2002], скорости же поперечных волн при этом уменьшаются незначительно с увеличением доли пара, а в сухих условиях могут даже немного увеличиваться из-за повышения эффективного напряжения и закрытия трещин [Lebedev et al., 2009; Müller, Gurevich, Lebedev, 2010]. Следовательно, наблюдаемый в конце января – начале февраля переход от уменьшения скоростей к быстрому увеличению может отражать в том числе переход от первоначального проникновения жидкости к повышению давления и закрытию трещин по мере увеличения давления в связи с нагревом гидротермальной системы.

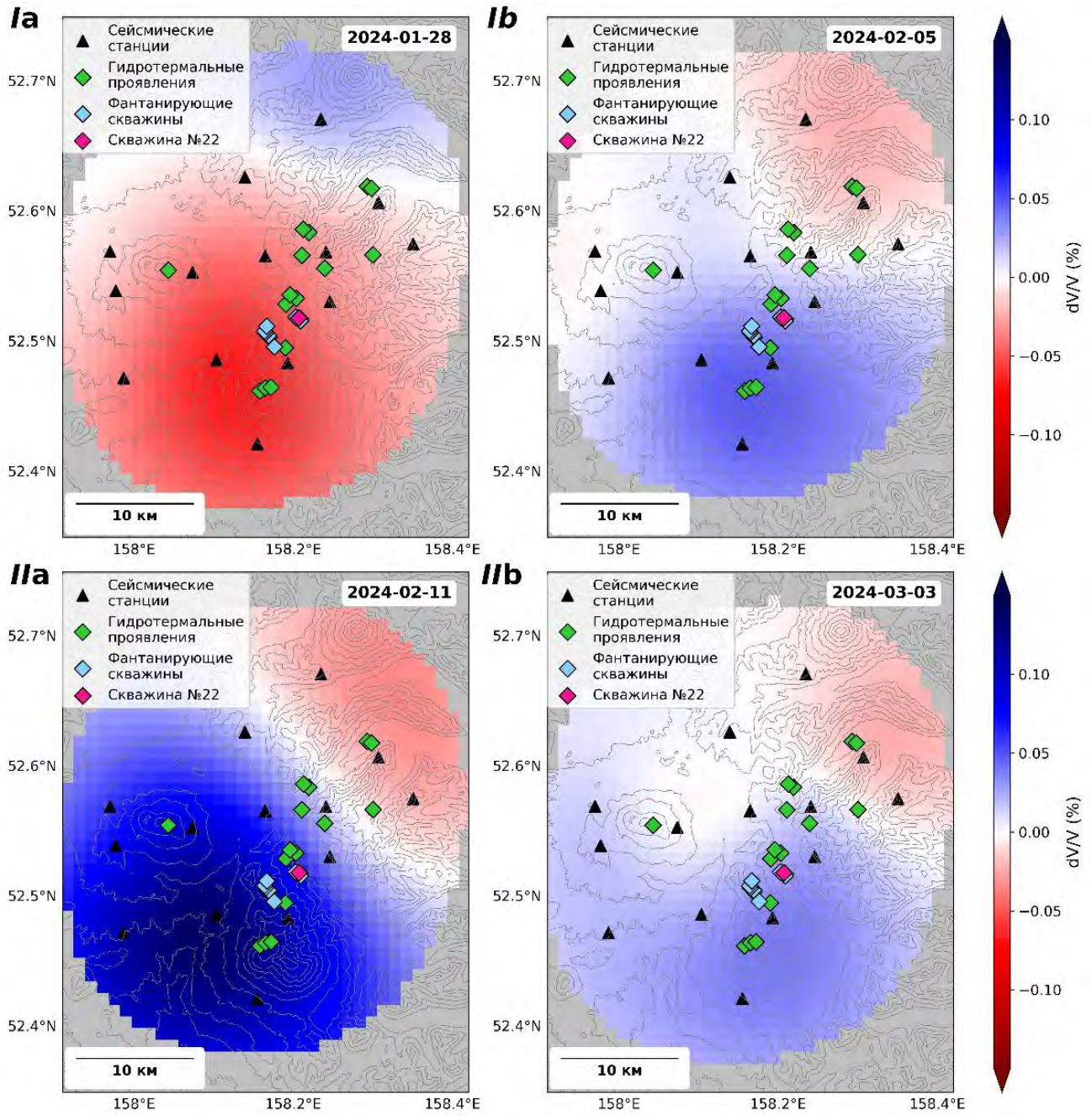


Рисунок 43. – Пространственные распределения вариаций скорости, рассчитанные для времени наблюдения Ia, Ib, IIa, IIb, отмеченные на рисунке 40. Изменения скорости отображены только для точек с индексом разрешения выше 0,7.

3.4.5 Моделирование изменений сейсмических скоростей, вызванных перераспределением давления

20-30 января наблюдалось увеличение парциального давления несконденсированных газов, что может указывать на внедрение свежей магмы или магматических флюидов [Поляков, Кирюхин, 2024]. Внедрение нового магматического материала и вызванное этим событием перераспределение давления в магма-гидротермальной системе было промоделировано с помощью модели миграции конечного источника давления, описанной в разделе 3.4. Ядра

чувствительности фазовой скорости волны Рэлея были вычислены в одномерной скоростной модели для исследуемой области. Для получения количественной оценки вариаций скорости был использован репрезентативный для вулканических построек модуль сдвига μ ≈ 2 ГПа [Heap et al., 2020] и избыточное давление ΔP ≈ 10 МПа, которое может описывать как внедрении интрузии [Bakker et al., 2016; Pinel et al., 2017], так и гидротермальных флюидов с избыточным давлением [Himematsu, Ozawa, 2024], что дает оценку ΔP/μ ≈ 0,005. Пример результатов моделирования карты вариаций фазовой скорости волны Рэлея приведён на рисунке 44.

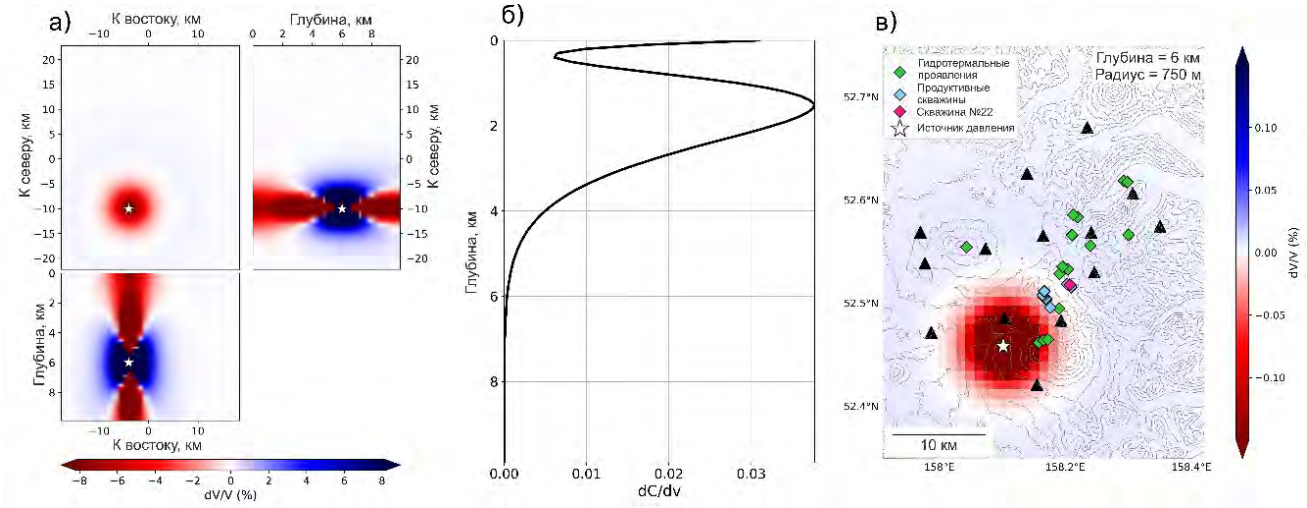


Рисунок 44. Результаты моделирования dV/V с помощью сферического источника конечного давления. Панель а) – трехмерное распределение вариаций скорости, вызванных источником радиусом 760 м, центр которого отмечен звездой. Панель б) – ядро чувствительности фазовой скорости волны Рэлея для центрального периода целевого частотного диапазона (2 с для полосы пропускания 1-3 с), оцененное в одномерной скоростной модели [Belovezhets et al., 2026] в) – карта смоделированного пространственного распределения изменений скорости.

Сначала, для оценки порядка размера источника давления в качестве первого приближения был рассмотрен монотонно поднимающийся источник давления под Мутновским и связанные с этим вариации скорости на станциях, расположенных вокруг Мутновского (MTV, RSF43, RSF46, JRV32). Средняя кривая изменений скорости для этой области хорошо объясняется миграцией избыточного давления в объеме пород с эквивалентном радиусом сферы от 600 до 900 м (рис. 45). В этой модели наблюдаемое повышение давления в период с 20 по 31 января соответствует источнику радиусом ~900 м, расположенному на глубине 5–7 км ниже поверхности. В рамках этого упрощенного сценария область избыточного давления достигает нижней границы распределения гипоцентров тремора (глубина ~3–4 км ниже поверхности) примерно в начале эпизода. Это позволяет оценить скорость вертикальной миграции как ~0,3 км/день. Меньший источник, эквивалентный сфере с радиусом ~600 м, создает изменения скорости, наблюдаемые с 2 по 10 февраля, на глубине менее ~3 км, которая перекрывается с областью источника тремора. Из этих двух моделей следует, что характер изменений скоростей

контролировался как вертикальной миграцией повышения давления, так и изменением размера затронутого объема в диапазоне эквивалентных радиусов 600–900 м.

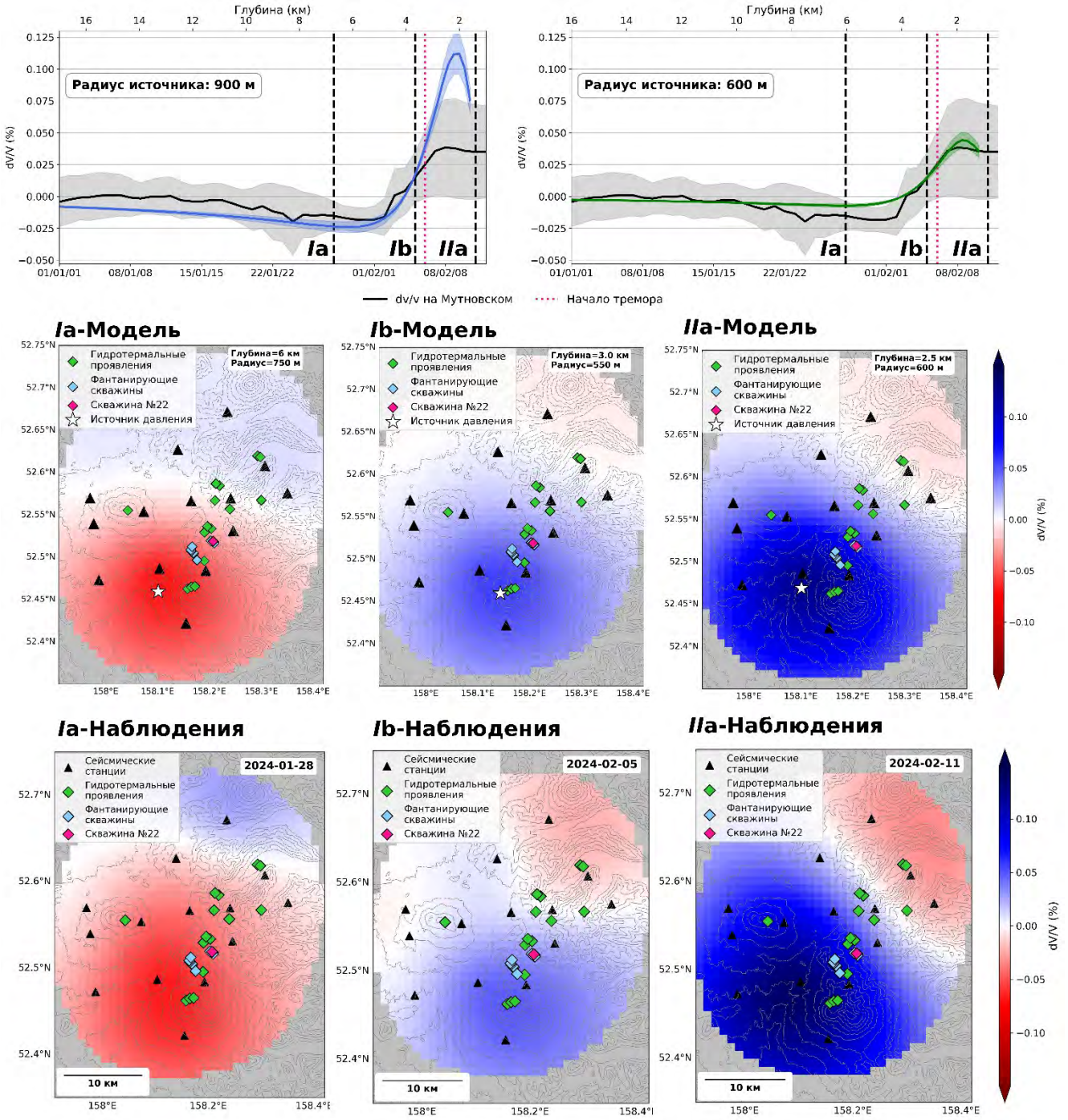


Рисунок 45. – Результаты синтетического моделирования изменений скоростей с использованием конечного сферического источника давления. В верхнем ряду показано сравнение среднего наблюдаемого значения dV/V в районе Мутновского геотермального поля (черная кривая) с результатами моделирования: левая и правая панели соответствуют источнику радиусом 900 м (синяя кривая) и 600 м (зеленая кривая), соответственно. В среднем ряду показаны синтетические карты пространственного распределения dV/V, соответствующие наблюдаемой карте, представленной в нижнем ряду. Ia, Ib и IIa соответствуют 28 января, 5 февраля и 11 февраля, соответственно.

С использованием этих оценок глубин и размеров источника давления были также смоделированы изменения скоростей на всей сети, и получены соответствующие им синтетические карты dV/V. Было установлено, что изменения скорости, создаваемые источником на глубине ~750 м, в целом согласуются с наблюдениями в конце января (рис. 45). В частности, глобальный минимум изменений скоростей 28 января соответствует глубинам источника давления 5-7 км, определенным ранее на основе предположения о монотонной миграции. Увеличение скорости, наблюдаемое 5 февраля перед началом эпизода тремора, согласуется с источником с радиусом ~600 м, расположенным внутри постройки Мутновского на глубине 2,5 км (рис. 45). Аналогично, глобальный максимум dV/V 11 февраля может быть объяснен источником радиусом ~600 м на глубине ~2 км, смещенным к северу-западу от предыдущего источника и Активной Воронки. При этом западное смещение может быть обусловлено использованием одномерной модели скорости, в то время как вулканическая постройка Мутновского имеет более сложное скоростное строение [Belovezhets et al., 2026]. Пространственное распределение dV/V в конце февраля становится более сложным и не может быть адекватно объяснено одним конечным источником давления, что может указывать на более сложную картину повышения давления в геотермальном поле и магматической системе Мутновского между двумя эпизодами гидротермальной активности на скважине №22. Локальные максимумы изменения скорости, наблюдаемые перед вторым эпизодом, могут быть частично объяснены одновременно несколькими источниками давления, расположенными между Мутновским, основным кластером гипоцентров тремора и скважиной №22 (рис. 46), которые образуют линейную структуру, простирающуюся по разломной зоне. Следовательно, латеральная миграция источника давления между описанными точками может быть оценена в пределах ~0,5–0,7 км/день. При этом, данная траектория миграции совпадает с низкоскоростной аномалией, которая обусловлена насыщенными жидкостью породами [Belovezhets et al., 2026].

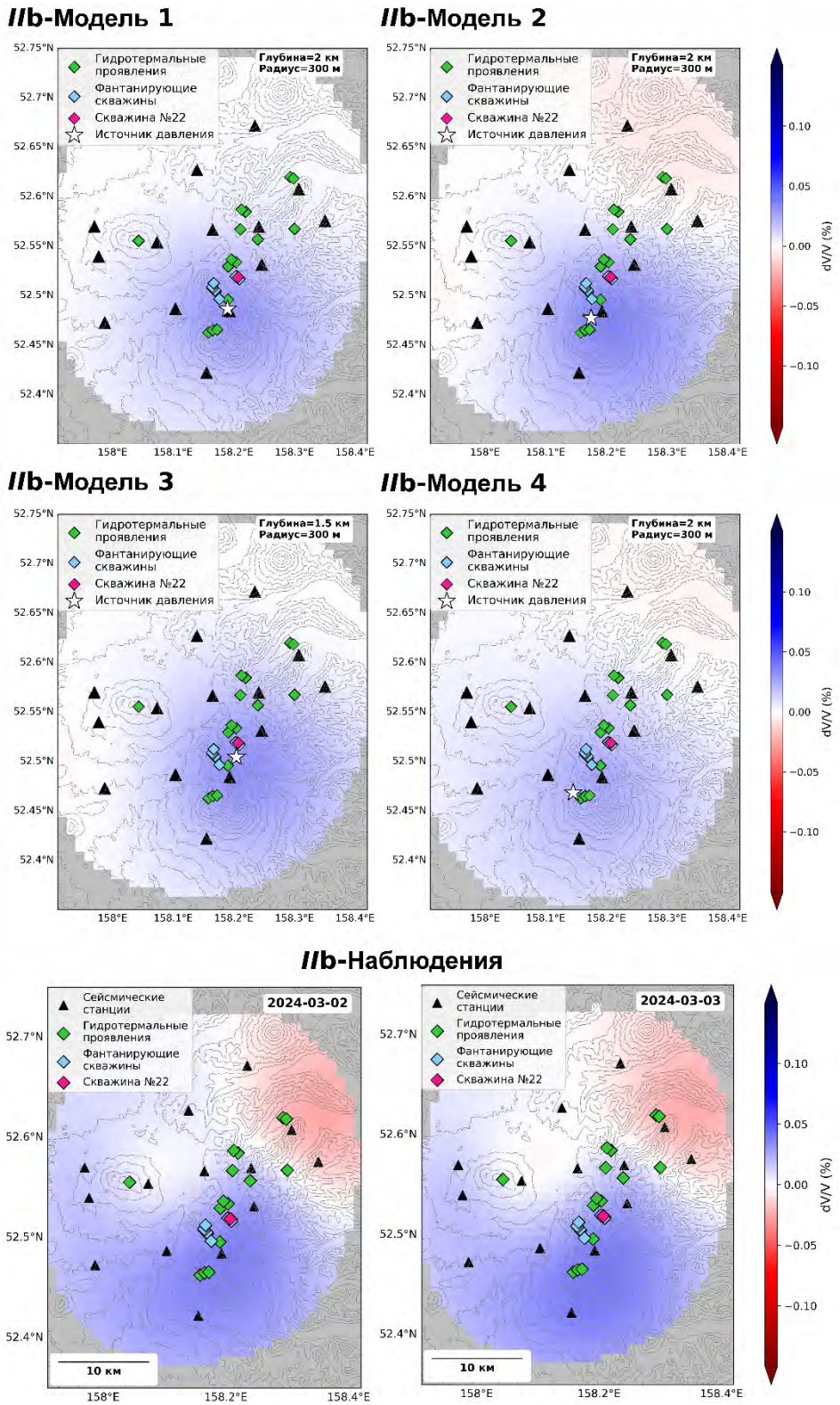


Рисунок 46. – Результаты синтетического моделирования изменений скоростей с использованием конечного сферического источника давления. В двух верхних рядах показаны результаты синтетического моделирования различных неглубоких источников давления в продуктивной зоне Мутновской геотермальной электростанции (отмечены звездочкой) в сравнении с изменениями скорости, наблюдавшимися перед вторым эпизодом гидротермальной активности в начале марта 2024 г., показанными в нижнем ряду.

3.5 Концептуальная модель функционирования магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский в январе-марте 2024 года

На основе полученных результатов анализа изменений сейсмических скоростей, свойств обнаруженного вулканического тремора, численного моделирования, а также на основе данных парциального давления несконденсированных газов, процесс активизации магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский в 2024 г. может быть разделен на два этапа (рис. 47). Первый этап, сопровождавшийся дегазацией, включает в себя поднятие нового магматического материала из более глубокой части Мутновской магматической системы. По результатам наблюдений и моделирования изменений скоростей, это повышение давления происходило в конце января 2024 г. на глубине около 5–7 км ниже дневной поверхности (рис. 47). Предполагаемая при этом вертикальная скорость миграции области избыточного давления составляла приблизительно 0,3 км/сут., что согласуется как со скоростями распространения даек, так и со скоростями диффузионного переноса флюидов через существующие пути миграции, образованные трещинами и пористыми породами [Rivalta и др., 2015; Farge, Jaupart, Shapiro, 2021; Journeau и др., 2022]. Более вероятным сценарием является диффузный перенос, поскольку внедрение интрузий должно было бы сопровождаться значительной вулкано-тектоничнической сейсмичностью, чего в этот период не наблюдалось. Также в поддержку диффузной гипотезы может свидетельствовать тот факт, что путь миграции совпадает с аномалией низкой скорости поперечных волн, которая может указывать на насыщенные жидкостью трещиноватые породы [Belovezhets et al., 2026]. Диффузионные волны давления представляют собой одну из моделей, используемых для объяснения миграции длинно-периодной сейсмичности как процесса переноса избыточного давления в условно-проницаемых областях миграции флюидов [Cruz-Atienza, Villafuerte, Bhat, 2018; Shapiro et al., 2018; Farge, Jaupart, Shapiro, 2021]. В частности, эта модель была предложена для связи закономерностей длинно-периодной сейсмичности с циклами извержений Ключевской группы вулканов на Камчатке [Shapiro et al., 2017b]. Важно отметить, что длинно-периодной сейсмичности в этот период времени также не было обнаружено. Это может быть объяснено ее низкой магнитудой, что в свою очередь, не позволило выявить её в используемой конфигурации сейсмической сети. Таким образом, для более строгой проверки предлагаемой гипотезы диффузии давления требуется более плотная локальная сеть. Тем не менее, имеющиеся данные: повышение давления газа, отсутствие вулкано-тектонических землетрясений и пространственно-временные свойства изменений скоростей, согласуются с диффузионной миграцией магматических флюидов к приповерхностному гидротермальному резервуару.

Как только магматические флюиды достигли продуктивных горизонтов гидротермального месторождения Мутновского вулкана, они нагрели воду, чем привнесли дополнительную газовую составляющую в систему, что привело к повышению давления и нарушению равновесного состояния. Этот второй этап подготовки системы отмечен началом эпизода тремора 6 февраля (рис. 47). Основываясь на результатах ковариационного и спектрального анализа сигналов тремора, он может быть интерпретирован как результат магма-гидротермальных процессов. Вероятнее всего, тремор отражает динамику гидротермальных флюидов, спровоцированную внедрением магматического материала, в частности, миграцией флюидов под избыточным давлением по всей зоне разлома, питающей продуктивную область Мутновского геотермального месторождения [Matoza, Chouet, 2010b; Fujita, Araki, Nagano, 2011]. Таким образом, предполагается, что основным фактором перераспределения давления на малой глубине после 6 февраля являлся перенос флюидов.

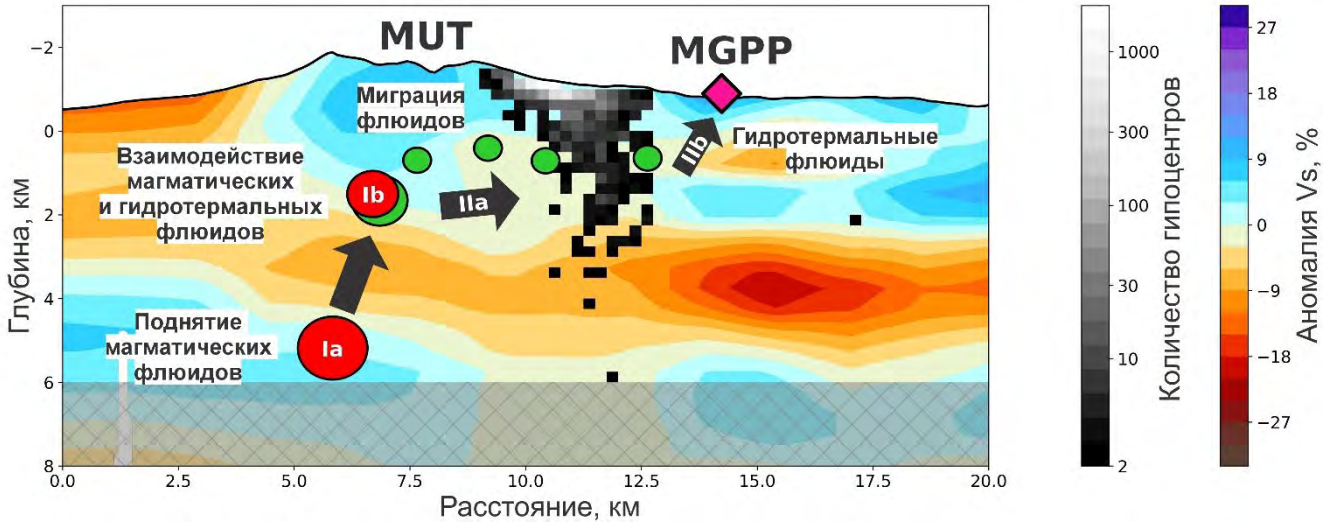


Рисунок 47. – Концептуальная модель процессов в магма-гидротермальной системе вулкана Мутновский во время его активизации в начале 2024 г. Красными кругами отмечены источники давления, связанные с восходящими магматическими флюидами, а зелеными – источники давления, связанные с гидротермальными флюидами. Розовым ромбом обозначена скважина №22. MUT – Мутновский вулкан, MGPP – Мутновская геотермальная электростанция. На фоне изображено вертикальное сечение аномалии скорости поперечных волн, которое было модифицировано из Belovezhets et al., [2026], серая заштрихованная область обозначает зону низкого разрешения томографической модели. Распределение гипоцентров тремора изображено черно-белым градиентом цвета.

Предполагая упрощенный сценарий прямой миграции гидротермальных флюидов из области под Мутновским к скважине 22 в течение временного интервала между началом эпизода тремора и первым эпизодом активности на скважине, среднюю скорость латеральной миграции флюидов под давлением можно оценить в 1,1 км/сут. Это выше, чем 0,5–0,7 км/сут., полученные в результате моделирования источника давления и значительно выше, чем скорость вертикальной миграции ~0,3 км/сут. на первом этапе. Такая высокая скорость переноса давления

согласуется с волнами диффузии давления, которые обычно связаны с мигрирующей длинно-периодной сейсмичностью, тогда как источники тремора не демонстрируют какой-либо значительной латеральной миграции. Однако разрешение локации источников тремора ограничены апертурой используемой сейсмической сети. Таким образом, детали миграции источников тремора не могут быть выявлены, это позволяет лишь утверждать, что источники тремора располагались приблизительно в разломной зоне, контролирующей продуктивную зону месторождения, что свидетельствует в пользу гипотезы о диффузном распространении избыточного давления, приведшем к гидротермальной активности на скважине №22.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертации с помощью комплексного анализа непрерывных сейсмических записей детально изучены процессы в магма-гидротермальной системе вулкана Мутновский в 2023-2024 годах, предшествующие и сопровождающие гидротермальную активизацию на Мутновском месторождении парогидротерм, а также предложена концептуальная модель функционирования системы в этот период времени.

Для этого в ходе исследования был адаптирован комплекс методов обнаружения и локализации сейсмического тремора и оценки временных изменений сейсмических скоростей для исследования магматических и гидротермальных процессов по данным временных сейсмических сетей на вулканах. Данный комплекс методов был верифицирован на данных сейсмических экспериментов на вулканах Эбеко (о. Кунашир, Курильские острова), Безымянный (Камчатка), Горелый (Камчатка). Предложено расширение метода оценки изменений сейсмических скоростей MWCS для совместного анализа нескольких компонент тензора кросс-корреляции — JC-MWCS, позволившее повысить устойчивость определения временных изменений. Показано существенное влияние метеорологических факторов на пространственную когерентность тремора и на оценки изменений сейсмических скоростей на ряде вулканов Курило-Камчатского региона. Разработана методика численного моделирования изменений сейсмических скоростей при перераспределении давления, что позволило количественно проинтерпретировать наблюдаемые пространственно-временные вариации сейсмических скоростей.

С помощью ковариационного анализа записей временной сейсмической сети был обнаружен эпизод непрерывного сейсмического тремора на вулкане Мутновский, начавшийся 6 февраля 2024 г., за 10 суток до гидротермальной активизации. Определены спектральные характеристики тремора и пространственное положение его источников. Полученные результаты свидетельствует о связи данного эпизода с динамикой гидротермальных флюидов в пределах Мутновского месторождения парогидротерм.

С помощью кросс-корреляционного анализа сейсмического шума и кода-волновой интерферометрии были определены пространственно-временные изменения сейсмических скоростей в окрестностях вулканов Горелый и Мутновский в октябре 2023 – марте 2024 гг. Выделены вариации, связанные с сезонным промерзанием пород, и вариации, отражающие активность магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский. Численное моделирование подтвердило, что наблюдаемые эффекты согласуются с перераспределением давления в магма-гидротермальной системе.

По результатам комплексной интерпретации сейсмического тремора, пространственно-временных изменений сейсмических скоростей и других геолого-геофизических данных предложена концептуальная модель функционирования магма-гидротермальной системы вулкана Мутновский в 2023–2024 гг. Согласно предложенной модели, гидротермальная активизация на скважине № 22, эпизод непрерывного сейсмического тремора и изменения сейсмических скоростей обусловлены восходящей миграцией флюидов и перераспределением давления в системе вулкана.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Vs	–	скорость поперечной волны
dV/V	–	относительные изменения сейсмических скоростей
dVs	–	аномалия скорости поперечной волны
Vp	–	скорость продольной волны
PSD	–	спектральная плотность мощности сигнала
NRF	–	функция отклика сети
RSAM	–	средняя амплитуда сейсмического сигнала в скользящем окне
MWCS	–	кросс-спектральный анализ в скользящем окне
MCMC	–	Монте-Карло цепей Маркова
SVD-WF	–	Усечение сингулярного спектра и Винеровская фильтрация
K	–	объёмный модуль
ρ	–	плотность
μ	–	модуль сдвига
ν	–	коэффициент Пуассона
S-волна	–	поперечная сейсмическая волна
P-волна	–	продольная сейсмическая волна

ИНГГ СО РАН – Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской Академии наук

ИВиС ДВО РАН – Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской Академии наук

КФ ФИЦ ЕГС РАН – Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба» Российской Академии наук

ИФЗ РАН – Институт физики Земли Российской Академии наук

ИЗК СО РАН – Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук

НГУ – Новосибирский государственный университет

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. Москва: Недра, 1982. – 232 с.
2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. – Т. 1. М.: Мир. М: Мир, – 1983. – 520 с.
3. Белоусов В. И., Постников А. И., Мельников Д. В., Белоусова С. П. Геотермальные ресурсы. Петропавловск-Камчатский: Издательство КГПУ, 2005. Вып. Учебно-методическое пособие. – 105 с.
4. Белоусов В. И., Сугробов В. М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, – 1976. – С. 5–22.
5. Берсенева Н. Ю., Соболевская О. В. Сейсмичность вулкана Горелый, Камчатка, в 2007-2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. IV регион. науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН. – 2013.
6. Богданов А. И. Отчет о результатах геофизических работ попоискам термальных вод на Эбекской площади (о. Парамушир) в 1980. г. Южно-Сахалинск: СГФЭ, 1981. – С. 10–38.
7. Вакин Е. А. Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм / под ред. Е. А. Вакин, Г. Ф. Пилипенко, В. М. Сугробов. М.: Наука, 1986. С. 6–40.
8. Вакин Е. А., Пилипенко Г. Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 36–45.
9. Вакин Е. А., Пилипенко Г. Ф., Сугробов В. М. Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм / отв. ред. В. М. Сугробов. — М.: Наука, 1986. — С. 6–40
10. Викулин А. В., Викулина С. А., Гордеев Е. И. Исследование источника вулканического дрожания на заключительной стадии Южного прорыва // Вулканология и сейсмология. – 1980. – № 1. С. 79–81.
11. Виноградов С. Д., Троицкий П. А., Соловьева М. С. Влияние трещиноватости и напряжений в среде на параметры распространяющихся упругих волн // Физика Земли. – 1989. –№ 4. С. 42–56.
12. Гирина О. А., Лупян Е. А., Мельников Д. В., Маневич А. Г., Сорокин А. А., Крамарева Л. С., Уваров И. А., Кашницкий А. В. Извержение вулкана Безымянный 20 декабря 2017 года

// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. № 3. С. 88–99.

13. Гордеев Е. И. Природа сейсмических сигналов на активных вулканах: Диссертация докт. физ.-мат. наук. 1998, М.: Изд-во МГУ, 291 с.
14. Гордеев Е. И., Мельников Ю. Ю., Синицын В. И., Чебров В. Н. Вулканическое дрожание Ключевского вулкана (извержение вершинного кратера в 1984 г.) // Вулканология и сейсмология. – 1986. – № 5. С. 39–53.
15. Горельчик В. И., Зобин В. М., Токарев П. И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. – 1987. – № 6. С. 61–77.
16. Горельчик В. И., Сторчеус А. В. Глубокие длинно-периодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. – 2001. –С. 373–389.
17. Зеленский М. Е., Таран Ю. А., Дубинина Е. О., Шапарь В. Н., Полынцева Е. А. Источники летучих компонентов для вулкана зоны субдукции: Мутновский вулкан, Камчатка // Геохимия. – № 6. С. 555–575.
18. Иванов В. В. Оценка эффективности и планирование сейсмологической сети для изучения вулканического дрожания // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2008. – № 2. С. 141–153.
19. Качанов Л. М. О времени разрушения в условиях ползучести // Изв. АН СССР. ОТН. – 1958. – Т. 8. С. 26–31.
20. Кирсанов И. Т., Мелекесцев И. В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. М.: Наука, 1991. С. 294–315.
21. Кирюхин А. В., Поляков А. Ю., Сергеева А. В., Нуждаев И. А., Журавлёв Н. Б. Воронин П. О., Усачёв О. О., Пузанков М. Ю. Магматическая активность Мутновского вулкана и формирование кратера на месте фонтанирующей скважины 022 // Вулканология и сейсмология. – 2025. – № 4. С. 3–21.
22. Кирюхин А. В., Пузанков М. Ю., Словцов И. Б., Бортникова С. Б., Москалева С. В., Зеленский М. Е., Поляков А. Ю. Термогидродинамическое-химическое моделирование процессов вторичного минералообразования в продуктивных зонах геотермальных месторождений // Вулканология и сейсмология. – 2006. –№ 5. С. 27–41.
23. Кугаенко Ю. А. Сейсмоэмиссионная томография в вулканических районах Камчатки: Диссертация канд. физ.-мат. наук. – 2001, – М.: Изд-во МГУ, 121 с.

24. Кугаенко Ю. А., Нуждина И. Н., Салтыков В. А. Особенности спектральных компонент вулканических землетрясений на примере вулканов Кизимен, Корякский, Мутновский и Горелый // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2011. – Т. 2. № 18. С. 102-113.
25. Кугаенко Ю. А., Салтыков В. А., Синицын В. И., Чебров В. Н. Локация источников сейсмического шума, связанного с проявлением гидротермальной активности, методом эмиссионной томографии // Физика Земли. – 2004. – № 2. – С. 66–81.
26. КФ ФИЦ ЕГС РАН [Электронный ресурс]. URL: http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm (дата обращения: 07.05.2026).
27. Максимов А. П., Фирстов П. П., Чернев И. И. Закономерности вариаций газового состава скважин Мутновской ГеоЭС в 2018 г // Материалы конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский. – 2019. – С. 198–201.
28. Манштейн Ю. А., Бортникова С. Б., Манштейн А. К., Гавриленко Г. М., Верниковская И. В., Сезько Н. П. Особенности строения проводящих каналов термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Доклады Академии Наук. – 2008. – Т. 423. № 3. С. 383–388.
29. Мельников Д. В. Некоторые особенности морфологии гидротермальных взрывов в районе Мутновской гидротермальной электростанции // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2004. – № 4. С. 120–124.
30. Мишин В. В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки //Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16. № 4. С. 64–70.
31. Мороз Ю. Ф., Самойлова О. М. Глубинное строение вулканической зоны южной Камчатки по геофизическим данным // Вулканология и сейсмология. – 2013. – Т. 7. № 2. С. 12–26.
32. Николаевский В. Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. – 447 с.
33. Нуждаев А. А., Кузнецов Р. А., Большаков И. Е., Матвеев А. Н., Давыдова В. О. Формирование воронки в районе скважины 022 Мутновского месторождении парогидротерм в 2023–2024 гг. (Камчатка) // Вестник Камчатской региональной ассоциации" Учебно-научный центр". Серия: Науки о Земле. – 2025. – С. 83-90.
34. Нурмухамедов А. Г., Сидоров М. Д. Модель глубинного строения Южной Камчатки по результатам плотностного 3D-моделирования и комплексу геолого-геофизических данных // Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41. № 2. – С. 25-43.
35. Панин Г. Л., Балков Е. В. Сравнение результатов методов постоянного тока и индуктивной электроразведки на примере определения структуры приповерхностного транспорта вещества термальных полей вулканогенных объектов Камчатки и Курил // Материалы XXVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, (г.

Петропавловск-Камчатский, 24-29 марта 2025 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, – 2025. – С. 301–304.

36. Пашкевич Р. И., Шадрин А. В., Чернев И. И. Численная термогидродинамическая модель теплопереноса в породах Мутновского месторождения парогидротерм до начала его промышленной разработки // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2018. –№ S60. С. 10–23.
37. Поляков А. Ю., Кирюхин А. В. Магматическая активность Мутновского вулкана в 2009–2024 г. // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием “Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа” (Geothermal Volcanology Workshop 2024, 2–8 сентября 2024 г.) // Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, – 2024. – С. 16-19.
38. Селянгин О. Б. Мутновский вулкан, Камчатка: новые данные о структуре, эволюции и прогноз активности // Вулканология и сейсмология. – 1993. – № 1. С. 17–38.
39. Селянгин О. Б., Пономарева В. В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра, Южная Камчатка // Вулканология и сейсмология. – 1999. № 2. С. 3–23.
40. Серафимова Е. Особенности химического состава фумарольных газов Мутновского вулкана // Бюллетень вулканологических станций. – 196 6. – № 42. С. 56–65.
41. Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Котляров А. В., Карманов Н. С., Боровиков А. А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавным и флюидным включениям // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. № 1. С. 103–133.
42. Соболевская О. В. Сейсмичность вулкана Горелый в 1984-2009 гг. Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки // Матер. региональн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН. – 2009. – С. 382–386.
43. Сугробов В. М., Таран Ю. А., Пилипенко В. П., Рожков А. М. Современные гидротермальные системы // Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. С. 181–198.
44. Таран Ю. А., Рожков А. М., Пилипенко В. П. Геохимия гидротермальных растворов и газов Мутновской гидротермальной системы // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: 1986. Вып. Наука. С. 140–181.
45. Толстых М. Л., Наумов В. Б., Гавриленко М. Г., Озеров А. Ю., Кононкова Н. Н. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов вулканического центра Горелый (Южная Камчатка) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. – 2012. – № 6. С. 576–606.

46. Фирстов П. П., Максимов А. П., Чернев И. И. Динамика газового состава теплоносителя Мутновской ГЕОЭС в 2004 г // Ползуновский вестник. – 2006. – № 2–1. С. 259–263.
47. Чеботарева И. Я. Структура и динамика геосреды в шумовых сейсмических полях, методы и экспериментальные результаты // Акустика неоднородных сред. –№ 12. С. 147–156.
48. Чеботарева И. Я. Эмиссионная сейсмическая томография-инструмент для изучения трещиноватости и флюидодинамики земной коры // Георесурсы. – 2018. – Т. 20. № 3. С. 238–245.
49. Чебров В. Н., Дрознин Д. В., Кугаенко Ю. А., Левина В. И., Сенюков С. Л., Сергеев В. А., Шевченко Ю. В., Ящук В. В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. – Т.1 № 1. С. 18–40.
50. Чернышев С. Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. – 240 с.
51. Шакирова А. А., Ящук В. В., Остроухов С. А., Чебров Д. В. Новые сейсмические станции в районе Мутновско-Горелой группы вулканов (п-ов Камчатка, Россия) // Наука и технологические разработки. – 2025. – Т. 104. № 4. С. 3–13.
52. Abramenkov S., Shapiro N. M., Koulakov I., Abkadyrov I. Clustering of Long-Period Earthquakes Beneath Gorely Volcano (Kamchatka) during a Degassing Episode in 2013 // Geosciences. – 2020. 10. № 6. P. 230.
53. Aiuppa A., Giudice G., Liuzzo M., Tamburello G., Allard P., Calabrese S., Chaplygin I., McGonigle A. J. S., Taran Y. First volatile inventory for Gorely volcano, Kamchatka // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. № 6. P. 2012GL051177.
54. Aki K., Fehler M., Das S. Source mechanism of volcanic tremor: Fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1977. – Vol. 2. № 3 P. 259–287.
55. Alidibirov M., Dingwell D. B. Magma fragmentation by rapid decompression // Nature. – 1996. – Vol. 380. № 6570. P. 146–148.
56. Almendros J., Chouet B., Dawson P. Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity: 1. Method // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2001. – Vol. 106. № B7. P. 13565–13580.
57. Almendros J., Ibáñez J. M., Alguacil G., Del Pezzo E., Ortiz R. Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica // Geophysical Research Letters. – 1997. – Vol. 24. № 23. P. 3069–3072.
58. Amey R. M. J., Hooper A., Morishita Y. Going to Any Lengths: Solving for Fault Size and Fractal Slip for the 2016, M_w 6.2 Central Tottori Earthquake, Japan, Using a Transdimensional Inversion Scheme // JGR Solid Earth. – 2019. – Vol. 124. № 4. P. 4001–4016.

59. Amitrano D., Helmstetter A. Brittle creep, damage, and time to failure in rocks // J. Geophys. Res. – 2006. – Vol. 111. № B11. P. 2005JB004252.
60. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and caldron-subsidences // Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. – 1937. – Vol. 56. P. 128–157.
61. Anggono T., Nishimura T., Sato H., Ueda H., Ukawa M. Spatio-temporal changes in seismic velocity associated with the 2000 activity of Miyakejima volcano as inferred from cross-correlation analyses of ambient noise // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2012. – Vol. 247. P. 93–107.
62. Arciniega-Ceballos A., Dawson P., Chouet B. A. Long period seismic source characterization at Popocatépetl volcano, Mexico // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. № 20. P. 2012GL053494.
63. Asnar M., Sens-Schönfelder C., Bonnelye A., Curtis A., Dresen G., Bohnhoff M. Anisotropy reveals contact sliding and aging as a cause of post-seismic velocity changes // Nat Commun. – 2025. – Vol. 16. № 1. P. 7587.
64. Bachmann O., Huber C. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust // American Mineralogist. – 2016. – Vol. 101. № 11. P. 2377–2404.
65. Bakker R. R., Fazio M., Benson P. M., Hess K., Dingwell D. B. The propagation and seismicity of dyke injection, new experimental evidence // Geophysical Research Letters. – 2016. – Vol. 43. № 5. P.. 1876–1883.
66. Balmforth N. J., Craster R. V., Rust A. C. Instability in flow through elastic conduits and volcanic tremor // J. Fluid Mech. – 2005. – Vol. 527. P. 353–377.
67. Barajas A., Journeau C., Obara K., Shapiro N. M. Comparison of Continuously Recorded Seismic Wavefields in Tectonic and Volcanic Environments Based on the Network Covariance Matrix // JGR Solid Earth. – 2023. – Vol. 128. № 12. P. e2023JB026784.
68. Barberi F., Bertagnini A., Landi P., Principe C. A review on phreatic eruptions and their precursors // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1992. – Vol. 52. № 4. P. 231–246.
69. Barboni M., Boehnke P., Schmitt A. K., Harrison T. M., Shane P., Bouvier A.-S., Baumgartner L. Warm storage for arc magmas // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2016. – Vol. 113. № 49. P. 13959–13964.
70. Bartosch T., Seidl D. Spectrogram analysis of selected tremor signals using short-time Fourier transform and continuous wavelet transform // Annals of Geophysics. – 1999. – Vol. 42. № 3. P. 22.
71. Battaglia J., Métaxian J., Garaebiti E. Earthquake-volcano interaction imaged by coda wave interferometry // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. № 11. P. 2012GL052003.

72. Bean C. J., De Barros L., Lokmer I., Métaxian J.-P., O' Brien G., Murphy S. Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes // Nature Geosci. – 2014. – Vol. 7. № 1. P. 71–75.
73. Beaucé E., Frank W. B., Seydoux L., Poli P., Groebner N., Van Der Hilst R. D., Campillo M. BPMF: A Backprojection and Matched-Filtering Workflow for Automated Earthquake Detection and Location // Seismological Research Letters. – 2024. – Vol. 95. № 2A. P. 1030–1042.
74. Becker K., Shapiro S. A., Stanchits S., Dresen G., Vinciguerra S. Stress induced elastic anisotropy of the Etnean basalt: Theoretical and laboratory examination // Geophysical Research Letters. – 2007. – Vol. 34. № 11. P. 2007GL030013.
75. Belousov A. Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia // Bulletin of Volcanology. – 1996. – Vol. 57. № 8. P. 649–662.
76. Belousov A., Belousova M., Auer A., Walter T. R., Kotenko T. Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // Bull Volcanol. – 2021. – Vol. 83. № 1. P. 4.
77. Belovezhets N., Berezhnev Y., Abramenkov S., Abkadyrov I., Dergach P., Khmarin E., Chebrov D., Koulakov I. Crustal Sources of Geothermal and Magmatic Activity in the Area of Mutnovsky-Gorely Volcanic Complex (Kamchatka) Inferred From Ambient Noise Tomography // JGR Solid Earth. – 2026. – Vol. 131. № 1. P. e2025JB032025.
78. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abramenkov S., Smirnov S. Z., Abkadyrov I. Magma and hydrothermal sources below the northern part of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from ambient noise tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. – Vol. 443. P. 107931.
79. Bensen G. D., Ritzwoller M. H., Barmin M. P., Levshin A. L., Lin F., Moschetti M. P., Shapiro N. M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophysical Journal International. – 2007. – Vol. 169. № 3. P. 1239–1260.
80. Berger J. A note on thermoelastic strains and tilts // J. Geophys. Res. – 1975. – Vol. 80. № 2. P. 274–277.
81. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. – 1998. – Vol. 103. № B12. pp. 30055–30078.
82. Blake O. O., Faulkner D. R., Rietbrock A. The Effect of Varying Damage History in Crystalline Rocks on the P- and S-Wave Velocity under Hydrostatic Confining Pressure // Pure Appl. Geophys. – 2013. – Vol. 170. № 4. P. 493–505.

83. Bogoyavlenskaya G. E., Braitseva O. A., Melekestsev I. V., Kiriyanov V. Yu., Dan Miller C. Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, bezymianny and Shiveluch volcanoes // Journal of Geodynamics. – 1985. – Vol. 3. № 3–4. P. 189–218.
84. Boichu M., Villemant B., Boudon G. A model for episodic degassing of an andesitic magma intrusion // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol. 113. № B7. P. 2007JB005130.
85. Bracale M., Campillo M., Shapiro N. M., Brossier R., Melnik O. Multiple Scattering of Seismic Waves in a Heterogeneous Magmatic System and Spectral Characteristics of Long Period Volcanic Earthquakes // JGR Solid Earth. – 2025. – Vol. 130. № 12. P. e2025JB031850.
86. Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N. M., Nadeau R. M., Larose E. Postseismic Relaxation Along the San Andreas Fault at Parkfield from Continuous Seismological Observations // Science. – 2008a. – Vol. 321. № 5895. P. 1478–1481.
87. Brenguier F., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N. M., Briand X., Emoto K., Miyake H. Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops Science. – 2014. – Vol. 345. № 6192. P. 80–82.
88. Brenguier F., Shapiro N. M., Campillo M., Ferrazzini V., Duputel Z., Coutant O., Nercessian A. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise // Nature Geosci. – – 2008b. – Vol. 1. № 2. P. 126–130.
89. Brentan B., Meirelles G., Luvizotto E., Izquierdo J. Hybrid SOM+k-Means clustering to improve planning, operation and management in water distribution systems // Environmental Modelling & Software. – 2018. – Vol. 106. P. 77–88.
90. Browne P. R. L., Lawless J. V. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere // Earth-Science Reviews. – 2001. – Vol. 52. № 4. P. 299–331.
91. Burgisser A., Degruyter W. Magma Ascent and Degassing at Shallow Levels // The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, 2015. P. 225–236.
92. Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Shapiro N., Gordeev E. I., Chebrov D. V., Abkadyrov I., Jakovlev A., Stupina T., Novgorodova A., Droznina S., Huang H.-H. Connections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. – Vol. 435. P. 107768.
93. Caricchi L., Townsend M., Rivalta E., Namiki A. The build-up and triggers of volcanic eruptions // Nat Rev Earth Environ. – 2021. – Vol. 2. № 7. P. 458–476.
94. Carrier A., Got J.-L., Peltier A., Ferrazzini V., Staudacher T., Kowalski P., Boissier P. A damage model for volcanic edifices: Implications for edifice strength, magma pressure, and eruptive processes // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2015. – Vol. 120. № 1. P. 567–583.

95. Cashman K. V., Sparks R. S. J. How volcanoes work: A 25 year perspective // Geological Society of America Bulletin. – 2013. – Vol. 125. № 5–6. P. 664–690.
96. Cashman K. V., Sparks R. S. J., Blundy J. D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes // Science. – 2017. – Vol. 355. № 6331.P. 3055.
97. Cassidy M., Manga M., Cashman K., Bachmann O. Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles // Nat Commun. – 2018. – Vol. 9. № 1. P. 2839.
98. Caudron C., Aoki Y., Lecocq T., De Plaen R., Soubestre J., Mordret A., Seydoux L., Terakawa T. Hidden pressurized fluids prior to the 2014 phreatic eruption at Mt Ontake // Nat Commun. – 2022. – Vol. 13. № 1. P. 6145.
99. Caudron C., Girona T., Jolly A., Christenson B., Savage M. K., Carniel R., Lecocq T., Kennedy B., Lokmer I., Yates A., Hamling I., Park I., Kilgour G., Mazot A. A quest for unrest in multiparameter observations at Whakaari/White Island volcano, New Zealand 2007–2018 // Earth Planets Space. – 2021. – Vol. 73. № 1. P. 195.
100. Chouet B. A. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting // Nature. – 1996. – Vol. 380. № 6572. P. 309–316.
101. Chouet B. A., Matoza R. S. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2013. – Vol. 252. P. 108–175.
102. Chouet B. A., Page R. A., Stephens C. D., Lahr J. C., Power J. A. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989–1990), Alaska: their origin and use as a forecasting tool // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1994. – Vol. 62. № 1–4. P. 95–135.
103. Chouet B. Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1988. – Vol. 93. № B5. P. 4375–4400.
104. Chouet B., Dawson P., Ohminato T., Martini M., Saccorotti G., Giudicepietro F., De Luca G., Milana G., Scarpa R. Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108. № B1. – P. ese7-1-ese7-25.
105. Chouet B., Saccorotti G., Martini M., Dawson P., De Luca G., Milana G., Scarpa R. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1997. – Vol. 102. № B7. P. 15129–15150.
106. Clarke D., Zaccarelli L., Shapiro N. M., Brenguier F. Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using

ambient seismic noise: MWCS: assessment of resolution and accuracy // Geophysical Journal International. – 2011. – Vol. 186. № 2. P. 867–882.

107. Clarke J., Adam L., Van Wijk K., Sarout J. The influence of fluid type on elastic wave velocity and attenuation in volcanic rocks // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2020. – Vol. 403. P. 107004.
108. Colucci S., Papale P. Deep Magma Transport Control on the Size and Evolution of Explosive Volcanic Eruptions // Front. Earth Sci. – 2021. – Vol. 9. P. 681083.
109. Cruz F. G., Chouet B. A. Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1997. – Vol. 77. № 1–4. P. 121–158.
110. Cruz-Atienza V. M., Villafuerte C., Bhat H. S. Rapid tremor migration and pore-pressure waves in subduction zones // Nat Commun. – 2018. – Vol. 9. № 1. P. 2900.
111. Daines M. J., Pec M. Migration of Melt // The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, 2015. P. 49–64.
112. De Angelis S., Henton S. M. On the feasibility of magma fracture within volcanic conduits: constraints from earthquake data and empirical modelling of magma viscosity // Geophysical Research Letters. – 2011. – Vol. 38. № 19. P. L19310.
113. De Angelis S., McNutt S. R. Observations of volcanic tremor during the January–February 2005 eruption of Mt. Veniaminof, Alaska // Bulletin of Volcanology. – 2007. – Vol. 69. № 8. P. 927–940.
114. De Barros L., Lokmer I., Bean C. J., O'Brien G. S., Saccorotti G., Métaxian J.-P., Zuccarello L., Patanè D. Source mechanism of long-period events recorded by a high-density seismic network during the 2008 eruption on Mount Etna // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116. № B1. P. B01304.
115. Dehghanniri V., Jellinek A. M. An experimental study of volcanic tremor driven by magma wagging // Geophysical Journal International. – 2021. – Vol. 228. № 3. P. 1577–1606.
116. Dempsey D. E., Cronin S. J., Mei S., Kempa-Liehr A. W. Automatic precursor recognition and real-time forecasting of sudden explosive volcanic eruptions at Whakaari, New Zealand // Nat Commun. – 2020. – Vol. 11. № 1. P. 3562.
117. Doetsch J., Gischig V. S., Villiger L., Krietsch H., Nejati M., Amann F., Jalali M., Madonna C., Maurer H., Wiemer S., Driesner T., Giardini D. Subsurface Fluid Pressure and Rock Deformation Monitoring Using Seismic Velocity Observations // Geophysical Research Letters. – 2018. – Vol. 45. № 19. P. 10389-10397.

118. Donaldson C., Winder T., Caudron C., White R. S. Crustal seismic velocity responds to a magmatic intrusion and seasonal loading in Iceland's Northern Volcanic Zone // Sci. Adv. – 2019. – Vol. 5. № 11. P. eaax6642.
119. Driesner T., Geiger S. Numerical Simulation of Multiphase Fluid Flow in Hydrothermal Systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2007. – Vol. 65. № 1. P. 187–212.
120. Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D., Grassineau N. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2007. – Vol. 71. № 2. P. 452–480.
121. Duputel Z., Lengliné O., Ferrazzini V. Constraining Spatiotemporal Characteristics of Magma Migration at Piton De La Fournaise Volcano From Pre-eruptive Seismicity // Geophysical Research Letters. – 2019. – Vol. 46. № 1. P. 119–127.
122. Egorushkin I., Koulakov I., Jakovlev A., Huang H.-H., Gordeev E. I., Abkadyrov I., Chebrov D. Crustal structure beneath Central Kamchatka inferred from ambient noise tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2024. – Vol. 449. P. 108070.
123. Eichelberger J., Kiryukhin A., Mollo S., Tsuchiya N., Villeneuve M. Exploring and Modeling the Magma–Hydrothermal Regime // Geosciences. – 2020. – Vol. 10. № 6. P. 234.
124. Endo E. T., Murray T. Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool // Bulletin of Volcanology. – 1991. – Vol. 53. № 7. P. 533–545.
125. Ereditato D., Luongo G. Volcanic tremor wave field during quiescent and eruptive activity at Mt. Etna (Sicily) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1994. – Vol. 61. № 3. P. 239–251.
126. Farge G., Jaupart C., Shapiro N. M. Episodicity and Migration of Low Frequency Earthquakes Modeled With Fast Fluid Pressure Transients in the Permeable Subduction Interface // JGR Solid Earth. – 2021. – Vol T. 126. № 9. P. e2021JB021894.
127. Fee D., Tan D., Lyons J., Sciotto M., Cannata A., Hotovec-Ellis A., Girona T., Wech A., Roman D., Haney M., De Angelis S. A generalized deep learning model to detect and classify volcano seismicity // Volcanica. – 2025. – Vol. 8. № 1. P. 305–323.
128. Fehler M. Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1983. – Vol. 88. № B4. P. 3476–3484.
129. Ferrazzini V., Aki K. Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: Implication for volcanic tremor // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1987. – Vol. 92. № B9. P. 9215–9223.

130. Ferrazzini V., Aki K., Chouet B. Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1991. – Vol. 96. № B4. P. 6199–6209.
131. Fokker E. B. Physics-based monitoring of subsurface processes using seismic ambient noise: PhD dissertation. – 2024. – Utrecht: Utrecht University, P. 112.
132. Fortin J., Stanchits S., Vinciguerra S., Guéguen Y. Influence of thermal and mechanical cracks on permeability and elastic wave velocities in a basalt from Mt. Etna volcano subjected to elevated pressure // Tectonophysics. – 2011. – Vol. 503. № 1–2. P. 60–74.
133. Fournier R. O. Hydrothermal systems and volcano geochemistry // Volcano Deformation. P. 323–341.
134. Frank W. B., Shapiro N. M. Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response // Geophysical Journal International. – 2014. – Vol. 197. № 2. P. 1215–1223.
135. Fujita E., Araki K., Nagano K. Volcanic tremor induced by gas-liquid two-phase flow: Implications of density wave oscillation // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116. № B9. P. B09201.
136. Fujita E., Fukao Y., Kanjo K. Strain offsets with monotonous damped oscillations during the 1986 Izu-Oshima volcano eruption // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 105. № B1. P. 443–462.
137. Galland O., Gisler G. R., Haug Ø. T. Morphology and dynamics of explosive vents through cohesive rock formations // JGR Solid Earth. – 2014. – Vol. 119. № 6. P. 4708–4728.
138. Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P. R., Carr M. J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L. Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse // Bull Volcanol. – 2016. – Vol. 78. № 7. P. 47.
139. Girina O. A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956–2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2013. – Vol. 263. P. 22–41.
140. Girona T., Caudron C., Huber C. Origin of Shallow Volcanic Tremor: The Dynamics of Gas Pockets Trapped Beneath Thin Permeable Media // JGR Solid Earth. – 2019. T. 124. № 5. P. 4831–4861.
141. Goldstein P., Archuleta R. J. Array analysis of seismic signals // Geophysical Research Letters. – – 1987. – Vol. 14. № 1 P. 13–16.
142. Gómez-García C., Brenguier F., Boué P., Shapiro N. M., Droznin D. V., Droznina S. Y., Senyukov S. L., Gordeev E. I. Retrieving robust noise-based seismic velocity changes from sparse data sets: synthetic tests and application to Klyuchevskoy volcanic group (Kamchatka) // Geophysical Journal International. – 2018. – Vol. 2. № 2. P. 1218-1236.

143. Gonnermann H. M., Manga M. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation // Nature. – 2003. – Vol. 426. № 6965. P. 432–435.
144. Gonnermann H. M., Manga M. The Fluid Mechanics Inside a Volcano // Annu. Rev. Fluid Mech. – 2007. – Vol. 39. № 1. P. 321–356.
145. Gonnermann H., Taisne B. Magma Transport in Dikes // The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, – 2015. P. 215–224.
146. Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E. Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // Geophysical Journal International. – 2001. – Vol. 146. № 2. P. 282–288.
147. Gorshkov G. S. Gigantic eruption of the volcano bezymianny // Bull Volcanol. – 1959. – Vol. 20. № 1. P. 77–109.
148. Got J.-L., Amitrano D., Stefanou I., Brothelande E., Peltier A. Damage and strain localization around a pressurized shallow-level magma reservoir // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2019. – Vol. 124. № 2. P. 1443–1458.
149. Grigoli F., Cesca S., Vassallo M., Dahm T. Automated Seismic Event Location by Travel-Time Stacking: An Application to Mining Induced Seismicity Seismological Research Letters. – 2013. – Vol. 84. № 4. P. 666–677.
150. Hadziioannou C., Larose E., Coutant O., Roux P., Campillo M. Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments The Journal of the Acoustical Society of America. – 2009. – Vol. 125. № 6. P. 3688–3695.
151. Haney M. M., Fee D., McKee K. F., Lyons J. J., Matoza R. S., Wech A. G., Tepp G., Searcy C., Mikesell T. D. Co-eruptive tremor from Bogoslof volcano: seismic wavefield composition at regional distances Bulletin of Volcanology. – 2020. – Vol. 82. № 2. P. 18.
152. Hansen P. C. Analysis of Discrete Ill-Posed Problems by Means of the L-Curve // SIAM Rev. – 1992. – Vol. 34. № 4. P. 561–580.
153. Harrington R. M., Brodsky E. E. Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events // Geophysical Research Letters. – 2007. – Vol. 34. № 6. P. 2006GL028714.
154. Hata M., Nishimura T., Matsushima T., Kozono T., Nagatsuma T., Murata K. T., Kikuta K., Muramatsu D., Nakahara H. Volcanic tremor associated with successive gas emission activity at a boiling pool: Analyses of seismic array and visible image data recorded at Iwo-Yama in Kirishima Volcanic complex, Japan // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2024. – Vol. 455. P. 108212.
155. Haug Ø. T., Galland O., Gisler G. R. Experimental modelling of fragmentation applied to volcanic explosions // Earth and Planetary Science Letters. – 2013. – Vol. 384. P. 188–197.

156. Havskov J., De La Cruz-Reyna S., Singh S. K., Medina F., Gutiérrez C. Seismic activity related to the March-April, 1982 eruptions of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico // Geophysical Research Letters. – 1983. – Vol. 10. № 4. P. 293–296.
157. Hazzard J. F., Young R. P. Numerical investigation of induced cracking and seismic velocity changes in brittle rock // Geophysical Research Letters. – 2004. – Vol. 31. № 1. P. 2003GL019190.
158. Heap M. J., Kennedy B. M., Farquharson J. I., Ashworth J., Mayer K., Letham-Brake M., Reuschlé T., Gilg H. A., Scheu B., Lavallée Y., Siratovich P., Cole J., Jolly A. D., Baud P., Dingwell D. B. A multidisciplinary approach to quantify the permeability of the Whakaari/White Island volcanic hydrothermal system (Taupo Volcanic Zone, New Zealand) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2017. – Vol. 332. P. 88–108.
159. Heap M. J., Villeneuve M., Albino F., Farquharson J. I., Brothelande E., Amelung F., Got J.-L., Baud P. Towards more realistic values of elastic moduli for volcano modelling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2020. – Vol. 390. P. 106684.
160. Hegyi B., Stackhouse P. W., Taylor P., Patadia F. NASA POWER: providing present and future climate services based on NASA data for the energy, agricultural, and sustainable buildings communities // 104th American Meteorological Society (AMS) Annual Meeting. – 2024.
161. Herwanger J. V., Horne S. A. Linking reservoir geomechanics and time-lapse seismics: Predicting anisotropic velocity changes and seismic attributes Geophysics. – 2009. – Vol. 74. № 4. P. W13–W33.
162. Hicks P. D., Matthews A. J., Cooker M. J. Thermal structure of a gas-permeable lava dome and timescale separation in its response to perturbation // J. Geophys. Res. – 2009. – Vol. 114. № B7. P. 2008JB006198.
163. Himematsu Y., Ozawa T. Ground deformations associated with an overpressurized hydrothermal systems at Azuma volcano (Japan) revealed by InSAR data // Earth Planets Space. – 2024. – Vol. 76. № 1. P. 41.
164. Hobiger M., Wegler U., Shiomi K., Nakahara H. Single-station cross-correlation analysis of ambient seismic noise: application to stations in the surroundings of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake // Geophysical Journal International. – 2014. – Vol. 198. № 1. P. 90–109.
165. Hotovec A. J., Prejean S. G., Vidale J. E., Gomberg J. Strongly gliding harmonic tremor during the 2009 eruption of Redoubt Volcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2013. – Vol. 259. P. 89–99.
166. Hotovec-Ellis A. J., Gomberg J., Vidale J. E., Creager K. C. A continuous record of intereruption velocity change at Mount St. Helens from coda wave interferometry // JGR Solid Earth. – 2014. – Vol. 119. № 3. P. 2199–2214.

167. Hotovec-Ellis A. J., Shiro B. R., Shelly D. R., Anderson K. R., Haney M. M., Thelen W. A., Montgomery-Brown E. K., Johanson I. A. Earthquake-Derived Seismic Velocity Changes During the 2018 Caldera Collapse of Kīlauea Volcano // JGR Solid Earth. – 2022. – Vol. 127. № 2. P. e2021JB023324.
168. Huber C., Bachmann O., Dufek J. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas // Earth and Planetary Science Letters. – 2011. – Vol. 304. № 3–4. P. 443–454.
169. Hughes D. S., Kelly J. L. Second-Order Elastic Deformation of Solids // Phys. Rev. – 1953. – Vol. 92. № 5. P. 1145–1149.
170. Humphreys M. C. S., Namur O., Bohrson W. A., Bouilhol P., Cooper G. F., Cooper K. M., Huber C., Lissenberg C. J., Morgado E., Spera F. J. Crystal mush processes and crustal magmatism Nat // Rev Earth Environ. – 2025. – Vol. 6. № 6. P. 401–416.
171. Hurwitz S., Clor L. E., McCleskey R. B., Nordstrom D. K., Hunt A. G., Evans W. C. Dissolved gases in hydrothermal (phreatic) and geyser eruptions at Yellowstone National Park, USA // Geology. – 2016. – Vol. 44. № 3. P. 235–238.
172. Illien L., Sens-Schönfelder C., Ke K.-Y. Resolving minute temporal seismic velocity changes induced by earthquake damage: the more stations, the merrier? // Geophysical Journal International. – 2023. – Vol. 234. № 1. P. 124–135.
173. Illien L., Turowski J. M., Sens-Schönfelder C., Berenfeld C., Hovius N. Predictable recovery rates in near-surface materials after earthquake damage // Nat Commun. – 2025. – Vol. 16. № 1. P. 1790.
174. Ingebritsen S. E., Geiger S., Hurwitz S., Driesner T. Numerical simulation of magmatic hydrothermal systems // Rev. Geophys. – 2010. – Vol. 48. № 1. P. RG1002.
175. Ivanov A. I., Koulakov I. Yu., West M., Jakovlev A. V., Gordeev E. I., Senyukov S., Chebrov V. N. Magma source beneath the Bezymianny volcano and its interconnection with Klyuchevskoy inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2016. – Vol. 323. P. 62–71.
176. Iverson R. M. Dynamics of seismogenic volcanic extrusion resisted by a solid surface plug, Mount St. Helens, 2004-2005 // US Geol. Surv. Prof. Pap. – 2008. – Vol. 1750. P. 425–460.
177. Iverson R. M., Dzurisin D., Gardner C. A., Gerlach T. M., LaHusen R. G., Lisowski M., Major J. J., Malone S. D., Messerich J. A., Moran S. C. Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004–05 // Nature. – 2006. – Vol. 444. № 7118. P. 439–443.

178. James S. R., Knox H. A., Abbott R. E., Panning M. P., Screaton E. J. Insights Into Permafrost and Seasonal Active-Layer Dynamics From Ambient Seismic Noise Monitoring // JGR Earth Surface. – 2019. – Vol. 124. № 7. P. 1798–1816.
179. James S. R., Knox H. A., Abbott R. E., Screaton E. J. Improved moving window cross-spectral analysis for resolving large temporal seismic velocity changes in permafrost // Geophysical Research Letters. – 2017. – Vol. 44. № 9. P. 4018–4026.
180. Jasim A., Hemmings B., Mayer K., Scheu B. Groundwater flow and volcanic unrest // Volcanic Unrest Advances in Volcanology. / ed. J. Gottsmann, J. Neuberg, B. Scheu. Cham: Springer International Publishing, 2018. P. 83–99.
181. Jaupart C., Vergniolle S. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions // Nature. – 1988. – Vol. 331. № 6151. P. 58–60.
182. Jellinek A. M., Bercovici D. Seismic tremors and magma wagging during explosive volcanism // Nature. – 2011. – Vol. 470. № 7335. P. 522–525.
183. Johnson P. A., Jia X. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // Nature. – 2005. – Vol. 437. № 7060. P. 871–874.
184. Johnson P., Sutin A. Slow dynamics and anomalous nonlinear fast dynamics in diverse solids // The Journal of the Acoustical Society of America. – 2005. – Vol. 117. № 1. P. 124–130.
185. Jolly A. D., Jousset P., Lyons J. J., Carniel R., Fournier N., Fry B., Miller C. Seismo-acoustic evidence for an avalanche driven phreatic eruption through a beheaded hydrothermal system: An example from the 2012 Tongariro eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2014. – Vol. 286. P. 331–347.
186. Journeau C., Shapiro N. M., Seydoux L., Soubestre J., Koulakov I. Y., Jakovlev A. V., Abkadyrov I., Gordeev E. I., Chebrov D. V., Droznin D. V., Sens-Schönfelder C., Luehr B. G., Tong F., Farge G., Jaupart C. Seismic tremor reveals active trans-crustal magmatic system beneath Kamchatka volcanoes // Sci. Adv. – 2022. – Vol. 8. № 5. P. eabj1571.
187. Julian B. R. Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow // J. Geophys. Res. – 1994. – Vol. 99. № B6. P. 11859–11877.
188. Kao H., Shan S.-J. The Source-Scanning Algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space // Geophysical Journal International. – 2004. – Vol. 157. № 2. P. 589–594.
189. Karageorgi E., Clymer R., McEvilly T. V. Seismological studies at Parkfield. II. Search for temporal variations in wave propagation using vibroseis //Bulletin of the Seismological society of America. – 1992. – Vol. 82. № 3. P. 1388–1415.
190. Kennedy B. M., Farquhar A., Hilderman R., Villeneuve M. C., Heap M. J., Mordensky S., Kilgour G., Jolly Art., Christenson B., Reuschlé T. Pressure Controlled Permeability in a Conduit Filled

with Fractured Hydrothermal Breccia Reconstructed from Ballistics from Whakaari (White Island), New Zealand // Geosciences. – 2020. – Vol. 10. № 4. P. 138.

191. Kennedy L. A., Russell J. K. Cataclastic production of volcanic ash at Mount Saint Helens Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. – 2012. – Vol. 45–46. P. 40–49.
192. Kiryukhin A. V. Conducting Scientific Research on the Geothermal Systems of Paramushir Island in Connection with the Identification of Shallow Geothermal Reservoirs for the Purpose of Geothermal Water Supply. // Geo-T Geothermal Scientific Foundation, branch of INSTITUTE GIDROPROEKT OJSC, TsSGNEO. – 2000.
193. Kiryukhin A. V., Polyakov A. Y., Voronin P. O., Zhuravlev N. B., Usacheva O. O., Solomatin A. V., Kiryukhin P. A. Magma fracking and production reservoirs beneath and adjacent to Mutnovsky volcano based on seismic data and hydrothermal activity // Geothermics. – 2022. – Vol. 105. P. 102474.
194. Köhler A., Weidle C., Maupin V. On the effect of topography on surface wave propagation in the ambient noise frequency range // J Seismol. – 2012. – Vol. 16. № 2. P. 221–231.
195. Kohonen T. Self-organized formation of topologically correct feature maps // Biol. Cybern. – 1982. – T. 43. № 1. P. 59–69.
196. Konstantinou K. I., Schlindwein V. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2003. – Vol. 119. № 1–4. P. 161–187.
197. Kotenko T. A., Smirnov S. Z., Timina T. Yu. The 2022 Activity of Ebeko Volcano: The Mechanism and Ejecta // J. Volcanolog. Seismol. – 2023. – Vol. 17. № 4. P. 259–277.
198. Koulakov I. Yu., Dobretsov N. L., Bushenkova N. A., Yakovlev A. V. Slab shape in subduction zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian arcs based on regional tomography results // Russian Geology and Geophysics. – 2011. – Vol. 52. № 6. P. 650–667.
199. Koulakov I., Komzeleva V., Medved I., Stupina T., Novgorodova A. Seismic structure beneath Ebeko Volcano and surrounding areas of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from local earthquake tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2024. – Vol. 455. P. 108201.
200. Koulakov I., Plechov P., Mania R., Walter T. R., Smirnov S. Z., Abkadyrov I., Jakovlev A., Davydova V., Senyukov S., Bushenkova N., Novgorodova A., Stupina T., Droznina S. Ya. Anatomy of the Bezymianny volcano merely before an explosive eruption on 20.12.2017 // Sci Rep. – 2021. – Vol. 11. № 1. P. 1758.
201. Kumagai H. Volcano seismic signals, source quantification of // Encyclopedia of complexity and systems science. – 2009. – P. 9899–9932.

202. Kumagai H., Chouet B. A., Dawson P. B. Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii // Geophysical Journal International. – 2005. – Vol. 161. № 1. P. 243–254.
203. Kuznetsov P., Koulakov I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Deev E., Gordeev E., Senyukov S., El Khrepy S., Al Arifi N. Structure of Volatile Conduits beneath Gorely Volcano (Kamchatka) Revealed by Local Earthquake Tomography Geosciences. – 2017. – Vol. 7. № 4. P. 111.
204. Lapins S., Roman D. C., Rougier J., De Angelis S., Cashman K. V., Kendall J.-M. An examination of the continuous wavelet transform for volcano-seismic spectral analysis // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2020. – Vol. 389. P. 106728.
205. Larose E., Margerin L., Derode A., Van Tiggelen B., Campillo M., Shapiro N., Paul A., Stehly L., Tanter M. Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review // GEOPHYSICS. – 2006. – Vol. 71. № 4. P. SI11–SI21.
206. Le Breton M., Bontemps N., Guillemot A., Baillet L., Larose É. Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: challenges and applications // Earth-Science Reviews. – 2021. – Vol. 216. P. 103518.
207. Lebedev M., Toms-Stewart J., Clennell B., Pervukhina M., Shulakova V., Paterson L., Müller T. M., Gurevich B., Wenzlau F. Direct laboratory observation of patchy saturation and its effects on ultrasonic velocities // The Leading Edge. – 2009. – Vol. 28. № 1. P. 24–27.
208. Leet R. C. Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor // J. Geophys. Res. – 1988. – Vol. 93. № B5. P. 4835–4849.
209. Lesage P., Caudron C., Yates A. Coda Wave Interferometry for Volcano Monitoring Modern Volcano Monitoring Advances in Volcanology. Ed. Z. Spica, C. Caudron. Cham: Springer Nature Switzerland, – 2025. P. 147–188.
210. Lesage P., Mora M. M., Alvarado G. E., Pacheco J., Métaxian J.-P. Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2006. – Vol. 157. № 1–3. P. 49–59.
211. Lesage P., Reyes-Dávila G., Arámbula-Mendoza R. Large tectonic earthquakes induce sharp temporary decreases in seismic velocity in Volcán de Colima, Mexico // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2014. – Vol. 119. № 5. P. 4360–4376.
212. Li Z., Fortin J., Nicolas A., Deldicque D., Guéguen Y. Physical and mechanical properties of thermally cracked andesite under pressure Rock Mechanics and Rock Engineering. – 2019. – Vol. 52. № 10. P. 3509–3529.
213. Lobkis O. I., Weaver R. L. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field // The Journal of the Acoustical Society of America. – 2001. – Vol. 110. № 6. P. 3011–3017.

214. Lyakhovsky V., Shalev E., Kurzon I., Zhu W., Montesi L., Shapiro N. M. Effective seismic wave velocities and attenuation in partially molten rocks // Earth and Planetary Science Letters. – 2021. – Vol. 572. P. 117117.
215. Machacca-Puma R., Lesage P., Larose E., Lacroix P., Anccasi-Figueroa R. M. Detection of pre-eruptive seismic velocity variations at an andesitic volcano using ambient noise correlation on 3-component stations: Ubinas volcano, Peru, 2014 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2019. – Vol. 381. P. 83–100.
216. Magee C., Stevenson C. T., Ebmeier S. K., Keir D., Hammond J. O., Gottsmann J. H., Whaler K. A., Schofield N., Jackson C. A., Petronis M. S. Magma plumbing systems: a geophysical perspective Journal of Petrology. – 2018. – Vol. 59. № 6. P. 1217–1251.
217. Makus P., Sens-Schönfelder C., Illien L., Walter T. R., Yates A., Tilmann F. Deciphering the Whisper of Volcanoes: Monitoring Velocity Changes at Kamchatka's Klyuchevskoy Group With Fluctuating Noise Fields // JGR Solid Earth. – 2023. – Vol. 128. № 4. P. e2022JB025738.
218. Mao S., Mordret A., Campillo M., Fang H., van der Hilst R. D. On the measurement of seismic traveltime changes in the time–frequency domain with wavelet cross-spectrum analysis // Geophysical Journal International. – 2020. – Vol. 221. № 1. P. 550–568.
219. Marsh B. D. Magma chambers. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015. C. 185–201.
220. Massa M., Barani S., Lovati S. Overview of topographic effects based on experimental observations: meaning, causes and possible interpretations // Geophysical Journal International. – 2014. – Vol. 197. № 3. P. 1537–1550.
221. Mastin L. G. Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions // Bull Volcanol. – 1995. – Vol. 57. № 2. P. 85–98.
222. Matoza R. S., Chouet B. A. Subevents of long-period seismicity: Implications for hydrothermal dynamics during the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens // J. Geophys. Res. – 2010. – Vol. 115. № B12. P. 2010JB007839.
223. Matthews A. J., Barclay J., Johnstone J. E. The fast response of volcano-seismic activity to intense precipitation: Triggering of primary volcanic activity by rainfall at Soufrière Hills Volcano, Montserrat // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2009. – Vol. 184. № 3–4. P. 405–415.
224. Mayer K., Scheu B., Gilg H. A., Heap M. J., Kennedy B. M., Lavallée Y., Letham-Brake M., Dingwell D. B. Experimental constraints on phreatic eruption processes at Whakaari (White Island volcano) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2015. – Vol. 302. P. 150–162.

225. McMillan T. C., Rau G. C., Timms W. A., Andersen M. S. Utilizing the Impact of Earth and Atmospheric Tides on Groundwater Systems: A Review Reveals the Future Potential // Reviews of geophysics. – 2019. – Vol. 57. № 2. P. 281–315.
226. McNutt S. R. Volcanic Seismology Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2005. Т. 33. № 1. С. 461–491.
227. McNutt S. R. Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation Volcanic ash and aviation safety // Proceedings of the first international symposium on volcanic ash and aviation safety. US Government Printing Office, – 1994. P. 377–385.
228. McNutt S. R., Nishimura T. Volcanic tremor during eruptions: Temporal characteristics, scaling and constraints on conduit size and processes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2008. – Vol. 178. № 1. P. 10–18.
229. McNutt S. R., Roman D. C. Volcanic Seismicity // The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, – 2015. P. 1011–1034.
230. McTigue D. F. Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: Resolution of the point source paradox // J. Geophys. Res. – 1987. – Vol. 92. № B12. P. 12931–12940.
231. Melchor I., Almendros J., Carniel R., Konstantinou K. I., Hantusch M., Caselli A. On data reduction methods for volcanic tremor characterization: the 2012 eruption of Copahue volcano, Southern Andes // Earth Planets Space. – 2020. – Vol. 72. № 1. P. 134.
232. Melnik O., Lyakhovsky V., Shapiro N. M. Rapid Gas Bubble Growth in Basaltic Magma as a Source of Deep Long Period Volcanic Earthquakes // JGR Solid Earth. – 2024. – Vol. 129. № 11. P. e2024JB029602.
233. Melnik O., Lyakhovsky V., Shapiro N. M., Galina N., Bergal-Kuvikas O. Deep long period volcanic earthquakes generated by degassing of volatile-rich basaltic magmas Nat Commun. – 2020. – Vol. 11. № 1. P. 3918.
234. Metropolis N., Rosenbluth A. W., Rosenbluth M. N., Teller A. H., Teller E. Equation of State Calculations by Fast Computing Machines The Journal of Chemical Physics. – 1953. – Vol. 21. № 6. P. 1087–1092.
235. Microsoft Open Source, McFarland M., Emanuele R., Morris D., Augspurger T. microsoft/ PlanetaryComputer: October 2022. – 2022.
236. Mikhael N., Poli P., Garambois S. Non-Linear Seismic Velocity Variations Observed During a Seismic Swarm in the Alto Tiberina Low Angle Normal Fault From Ambient Noise Correlation Measurements // JGR Solid Earth. – 2024. – Vol. 129. № 2. P. e2023JB028232.
237. Mogi K. Relation between the eruptions of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them, Tokyo: Univ. of Tokyo, 1958. P. 111–123.

238. Molina I., Kumagai H., Yepes H. Resonances of a volcanic conduit triggered by repetitive injections of an ash-laden gas // Geophysical Research Letters. – 2004. – Vol. 31. № 3. P. 2003GL018934.

239. Montanaro C., Cronin S. J., Scheu B., Kennedy B., Scott B. J., Dingwell D. B. Host Rock Variability Powers the Diversity of Steam-Driven Eruptions // Geophysical Research Letters. – – 2021. – Vol. 48. № 1. P. e2020GL089025.

240. Montanaro C., Cronin S., Scheu B., Kennedy B., Scott B. Complex crater fields formed by steam-driven eruptions: Lake Okaro, New Zealand // GSA Bulletin. – 2020. – Vol. 132. № 9–10. P. 1914–1930.

241. Montanaro C., Mick E., Salas-Navarro J., Caudron C., Cronin S. J., De Moor J. M., Scheu B., Stix J., Strehlow K. Phreatic and Hydrothermal Eruptions: From Overlooked to Looking Over // Bull Volcanol. – 2022. – Vol. 84. № 6. P. 64.

242. Montanaro C., Scheu B., Cronin S. J., Breard E. C. P., Lube G., Dingwell D. B. Experimental estimates of the energy budget of hydrothermal eruptions; application to 2012 Upper Te Maari eruption, New Zealand // Earth and Planetary Science Letters. – 2016a. – T. 452. P. 281–294.

243. Montanaro C., Scheu B., Gudmundsson M. T., Vogfjörd K., Reynolds H. I., Dürig T., Strehlow K., Rott S., Reuschlé T., Dingwell D. B. Multidisciplinary constraints of hydrothermal explosions based on the 2013 Gengissig lake events, Kverkfjöll volcano, Iceland // Earth and Planetary Science Letters. – 2016b. – Vol. 434. P. 308–319.

244. Montanaro C., Scheu B., Mayer K., Orsi G., Moretti R., Isaia R., Dingwell D. B. Experimental investigations on the explosivity of steam-driven eruptions: A case study of Solfatara volcano (Campi Flegrei) // JGR Solid Earth. – 2016c. – Vol. 121. № 11. P. 7996–8014.

245. Moore P. L., Iverson N. R., Iverson R. M. Frictional properties of the Mount St. Helens gouge // US Geol Surv Prof Pap. – 2008. – Vol. 1750. P. 415–424.

246. Mordret A., Jolly A. D., Duputel Z., Fournier N. Monitoring of phreatic eruptions using Interferometry on Retrieved Cross-Correlation Function from Ambient Seismic Noise: Results from Mt. Ruapehu, New Zealand // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2010. – Vol. 191. № 1–2. P. 46–59.

247. Moreau L., Stehly L., Boué P., Lu Y., Larose E., Campillo M. Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter // Geophysical Journal International. – 2017. – Vol. 211. № 1. P. 418–426.

248. Morrissey M. M., Chouet B. A. A numerical investigation of choked flow dynamics and its application to the triggering mechanism of long-period events at Redoubt Volcano, Alaska // // J. Geophys. Res. – 1997. – Vol. 102. № B4. P. 7965–7983.

249. Müller J., van Laaten M., Eulenfeld T., Wegler U. Coseismic drop of seismic velocity caused by the 2023 Turkey–Syria earthquakes // // Geophysical Journal International. – 2023. – Vol. 234. № 3. P. 2465–2472.
250. Müller T. M., Gurevich B., Lebedev M. Seismic wave attenuation and dispersion resulting from wave-induced flow in porous rocks — A review // Geophysics. – 2010. – Vol. 75. № 5. P. 75A147-75A164.
251. Nakano M., Kumagai H., Chouet B. A. Source mechanism of long-period events at Kusatsu–Shirane Volcano, Japan, inferred from waveform inversion of the effective excitation functions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2003a. – Vol. 122. № 3–4. P. 149–164.
252. Nakano M., Kumagai H., Chouet B. A. Source mechanism of long-period events at Kusatsu–Shirane Volcano, Japan, inferred from waveform inversion of the effective excitation functions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2003b. – Vol. 122. № 3–4. P. 149–164.
253. Neuberg J. W., Tuffen H., Collier L., Green D., Powell T., Dingwell D. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2006. – Vol. 153. № 1–2. P. 37–50.
254. Newhall C. G., Self S. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1982. – Vol. 87. № C2. P. 1231–1238.
255. Nur A. Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks // Journal of Geophysical Research. – 1971. – Vol. 76. № 8. P. 2022–2034.
256. Obermann A., Froment B., Campillo M., Larose E., Planès T., Valette B., Chen J. H., Liu Q. Y. Seismic noise correlations to image structural and mechanical changes associated with the *M w* 7.9 2008 Wenchuan earthquake // JGR Solid Earth. – 2014. – Vol. 119. № 4. P. 3155–3168.
257. Obermann A., Planès T., Larose E., Campillo M. 4-D Imaging of Subsurface Changes with Coda Waves: Numerical Studies of 3-D Combined Sensitivity Kernels and Applications to the M w 7.9, 2008 Wenchuan Earthquake // Pure Appl. Geophys. – 2019. – Vol. 176. № 3. P. 1243–1254.
258. Obermann A., Planès T., Larose E., Campillo M. Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise // JGR Solid Earth. – 2013. – Vol. 118. № 12. P. 6285–6294.
259. Ohba T., Taniguchi H., Miyamoto T., Hayashi S., Hasenaka T. Mud plumbing system of an isolated phreatic eruption at Akita Yakeyama volcano, northern Honshu, Japan // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2007. – Vol. 161. № 1–2. P. 35–46.

260. Ohminato T., Chouet B. A., Dawson P., Kedar S. Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1998. – Vol. 103. № B10. P. 23839–23862.
261. Ojo A. O., Kao H., Visser R., Goerzen C. Spatiotemporal changes in seismic velocity associated with hydraulic fracturing-induced earthquakes near Fox Creek, Alberta, Canada Journal of // Petroleum Science and Engineering. – 2022. – Vol. 208. P. 109390.
262. Okubo K., Delbridge B. G., Denolle M. A. Monitoring Velocity Change Over 20 Years at Parkfield // JGR Solid Earth. – 2024. – Vol. 129. № 4. P. e2023JB028084.
263. Olivier G., Brenguier F., Campillo M., Roux P., Shapiro N. M., Lynch R. Investigation of coseismic and postseismic processes using in situ measurements of seismic velocity variations in an underground mine // Geophysical Research Letters. – 2015. – Vol. 42. № 21. P. 9261–9269.
264. Ozerov A. Y., Ariskin A. A., Kyle P., Bogoyavlenskaya G. E., Karpenko S. F. Petrological–Geochemical Model for Genetic Relationships between Basaltic and Andesitic Magmatism of Klyuchevskoi and Bezymyannyi Volcanoes, Kamchatka. // Petrology. – 1997. – Vol. 5. № 6. P. 550-569.
265. Palo M., Ibáñez J. M., Cisneros M., Bretón M., Del Pezzo E., Ocana E., Orozco-Rojas J., Posadas A. M. Analysis of the seismic wavefield properties of volcanic explosions at Volcan de Colima, Mexico: insights into the source mechanism // Geophysical Journal International. – Vol. 177. № 3. P. 1383–1398.
266. Papale P. Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions // Nature. – 1999. – Vol. 397. № 6718. P. 425–428.
267. Patrick M., Wilson D., Fee D., Orr T., Swanson D. Shallow degassing events as a trigger for very-long-period seismicity at Kīlauea Volcano, Hawai‘i // Bull Volcanol. – 2011. T. 73. № 9. P. 1179–1186.
268. Pinel V., Carrara A., Maccaferri F., Rivalta E., Corbi F. A two-step model for dynamical dike propagation in two dimensions: Application to the July 2001 Etna eruption // JGR Solid Earth. – 2017. – Vol. 122. № 2. P. 1107–1125.
269. Pirajno F. Hydrothermal processes and mineral systems. Dordrecht: Springer, 2010. Reprinted with corr. 1250 p.
270. Planès T., Larose E., Margerin L., Rossetto V., Sens-Schönfelder C. Decorrelation and phase-shift of coda waves induced by local changes: multiple scattering approach and numerical validation // Waves in Random and Complex Media. – 2014. – Vol. 24. № 2. P. 99–125.

271. Poiata N., Satriano C., Vilotte J.-P., Bernard P., Obara K. Multiband array detection and location of seismic sources recorded by dense seismic networks // Geophys. J. Int. – 2016. – Vol. 205. № 3. P. 1548–1573.
272. Poland M. P., Iezzi A. M., Farrell J., Vaughan R. G. The First Instrumentally Detected Hydrothermal Explosion in Yellowstone National Park // Geophysical Research Letters. – 2025. – Vol. 52. № 11. P. e2025GL115850.
273. Poupinet G., Ellsworth W. L., Frechet J. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California // J. Geophys. Res. – 1984. – Vol. 89. № B7. P. 5719–5731.
274. Powell T. W., Neuberg J. Time dependent features in tremor spectra // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2003. – Vol. 128. № 1–3. P. 177–185.
275. Ratdomopurbo A., Poupinet G. Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: Application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia) // Geophys. Res. Lett. – 1995. – Vol. 22. № 7. P. 775–778.
276. Raue H. A new model for the fracture energy budget of phreatomagmatic explosions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2004. – Vol. 129. № 1–3. P. 99–108.
277. Reasenberg P., Aki K. A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress // J. Geophys. Res. – 1974. – Vol. 79. № 2. P. 399–406.
278. Ripepe M., Harris A. J. L., Carniel R. Thermal, seismic and infrasonic evidences of variable degassing rates at Stromboli volcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2002. – Vol. 118. № 3–4. P. 285–297.
279. Rivalta E., Taisne B., Bunger A. P., Katz R. F. A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions // Tectonophysics. – 2015. – Vol. 638. P. 1–42.
280. Roberts G. O., Gelman A., Gilks W. R. Weak convergence and optimal scaling of random walk Metropolis algorithms // Ann. Appl. Probab. – 1997. – Vol. 7. № 1. P. 110-120.
281. Rosi M., Di Traglia F., Pistolesi M., Esposti Ongaro T., De' Michieli Vitturi M., Bonadonna C. Dynamics of shallow hydrothermal eruptions: new insights from Vulcano's Breccia di Commenda eruption // Bull Volcanol. – 2018. – Vol. 80. № 12. P. 83.
282. Rost S., Thomas C. Array seismology: Methods and applications // Reviews of geophysics. – 2002. – Vol. 40. № 3. P. 2-1-2–27.
283. 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. – Vol. 134. № 3. P. 199–221.

284. Rowley P., Benson P. M., Bean C. J. Deformation-controlled long-period seismicity in low-cohesion volcanic sediments // Nat. Geosci. – 2021. – Vol. 14. № 12. P. 942–948.
285. Rust A. C., Balmforth N. J., Mandre S. The feasibility of generating low-frequency volcano seismicity by flow through a deformable channel // SP. – 2008. – Vol. 307. № 1. P. 45–56.
286. Ryan A. G., Hansen L. N., Dillman A., Pistone M., Zimmerman M. E., Williams S. A. Shear-induced dilation and dike formation during mush deformation // Earth and Planetary Science Letters. – 2025. – Vol. 651. P. 119164.
287. Sabra K. G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W. A., Fehler M. C. Surface wave tomography from microseisms in Southern California // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32. № 14. P. L14311-L14315.
288. Schubnel A., Fortin J., Burlini L., Guéguen Y. Damage and recovery of calcite rocks deformed in the cataclastic regime // SP. – 2005. – T. 245. № 1. P. 203–221.
289. Schweitzer J., Fyen J., Mykkeltveit S., Gibbons S. J., Pirli M., Kühn D., Kværna T. Seismic arrays New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2). // Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, –2012. – P. 1–80.
290. Seligman A., Bindeman I., Jicha B., Ellis B., Ponomareva V., Leonov V. Multi-Cyclic and Isotopically Diverse Silicic Magma Generation in an Arc Volcano: Gorely Eruptive Center, Kamchatka // Russia Journal of Petrology. – 2014. – Vol. 55. № 8. P. 1561–1594.
291. Selyangin O. B. Structure, substance and near-surface magmatic chambers of Mutnovsky and Gorely volcanoes (Mutnovsky geothermal region, Kamchatka). II. Mutnovsky volcano IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing, 2019. P. 012020.
292. Sens-Schönfelder C., Pomponi E., Peltier A. Dynamics of Piton de la Fournaise volcano observed by passive image interferometry with multiple references // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2014. – Vol. 276. P. 32–45.
293. Sens-Schönfelder C., Wegler U. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 33. № 21. C. 2006GL027797.
294. Sens-Schönfelder, Brenguier F. Noise-Based Monitoring Seismic Ambient Noise под ред. N. Nakata, A. Fichtner, L. Gualtieri. Cambridge University Press, – 2019. – Vol. 1. P. 267–301.
295. Seydoux L., Shapiro N. M., De Rosny J., Brenguier F., Landès M. Detecting seismic activity with a covariance matrix analysis of data recorded on seismic arrays // Geophys. J. Int. – 2016. – Vol. 204. № 3. P. 1430–1442.

296. Shapiro N. M., Campillo M., Kaminski E., Vilotte J., Jaupart C. Low-Frequency Earthquakes and Pore Pressure Transients in Subduction Zones // Geophysical Research Letters. – 2018. – Vol. 45. № 20. P. 11083-11094.
297. Shapiro N. M., Droznin D. V., Droznina S. Ya., Senyukov S. L., Gusev A. A., Gordeev E. I. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer // Nature Geosci. – 2017a. – Vol. 10. № 6. P. 442–445.
298. Shapiro N. M., Droznin D. V., Droznina S. Ya., Senyukov S. L., Gusev A. A., Gordeev E. I. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer // Nature Geosci. – 2017b. – Vol. 10. № 6. P. 442–445.
299. Shapiro N. M., Soubestre J., Journeau C. Network-based analysis of seismo-volcanic tremors // Modern volcano monitoring. – Springer. – 2025. P. 107–146.
300. Shapiro N., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise // Science (New York, N.Y.). – 2005. – Vol. 307. P. 1615–1618.
301. Shevchenko A. V., Dvigalo V. N., Walter T. R., Mania R., Maccaferri F., Svirid I. Yu., Belousov A. B., Belousova M. G. The rebirth and evolution of Bezymianny volcano, Kamchatka after the 1956 sector collapse // Commun Earth Environ. – 2020. – Vol. 1. № 1. P. 15.
302. Shinohara H. Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity // Reviews of geophysics. – 2008. – Vol. 46. № 4. P. 2007RG000244.
303. Sigurdsson H. Part I Origin and Transport of Magma // The Encyclopedia of Volcanoes. – Elsevier. – 2015. – P. 33–34.
304. Silver P. G., Daley T. M., Niu F., Majer E. L. Active source monitoring of cross-well seismic travel time for stress-induced changes // //Bulletin of the Seismological society of America. – – 2007. – Vol. 97. № 1B. P. 281–293.
305. Simon A., Yogodzinski G. M., Robertson K., Smith E., Selyangin O., Kiryukhin A., Mulcahy S. R., Walker J. D. Evolution and genesis of volcanic rocks from Mutnovsky Volcano, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2014. – Vol. 286. P. 116–137.
306. Singh J., Curtis A., Zhao Y., Cartwright-Taylor A., Main I. Coda Wave Interferometry for Accurate Simultaneous Monitoring of Velocity and Acoustic Source Locations in Experimental Rock Physics // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2019. – Vol. 124. № 6. P. 5629–5655.
307. Snieder R. Coda wave interferometry and the equilibration of energy in elastic media // Physical Review E Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics. – 2002. – Vol. 66. № 4. P. 8.

308. Snieder R. The theory of coda wave interferometry // Pure and Applied Geophysics. – 2006. – T. 163. № 2–3. P. 455–473.
309. Soubestre J., Caudron C., Melnik O., Lecocq T., Jaupart C., Shapiro N. M., Journeau C., Çubuk-Sabuncu Y., Jónsdóttir K. Dynamics of the 2021 Fagradalsfjall Eruption (Iceland) Revealed by Volcanic Tremor Patterns // JGR Solid Earth. – 2025. – Vol. 130. № 2. P. e2024JB029380.
310. Soubestre J., Seydoux L., Shapiro N. M., De Rosny J., Droznin D. V., Droznina S. Ya., Senyukov S. L., Gordeev E. I. Depth Migration of Seismovolcanic Tremor Sources Below the Klyuchevskoy Volcanic Group (Kamchatka) Determined From a Network-Based Analysis // Geophysical Research Letters. – 2019. – Vol. 46. № 14. P. 8018–8030.
311. Sparks R. S. J., Annen C., Blundy J. D., Cashman K. V., Rust A. C., Jackson M. D. Formation and dynamics of magma reservoirs // Phil. Trans. R. Soc. A. – 2019. – Vol. 377. № 2139. P. 20180019.
312. Spichak V., Schwartz Ya., Nurmukhamedov A. Conceptual Model of the Mutnovsky Geothermal Deposit (Kamchatka) Based on electromagnetic, gravity and magnetic data. European Association of Geoscientists & Engineers, 2007. P. 166.
313. Stelling P., Shevenell L., Hinz N., Coolbaugh M., Melosh G., Cumming W. Geothermal systems in volcanic arcs: Volcanic characteristics and surface manifestations as indicators of geotherm mal potential and favorability worldwide // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2016. – T. 324. P. 57–72.
314. Stix J., De Moor J. M., Aiuppa A. Understanding and forecasting sudden explosive eruptions // Bull Volcanol. – 2025. – T. 87. № 11. P. 99.
315. Taira T., Brenguier F. Response of hydrothermal system to stress transients at Lassen Volcanic Center, California, inferred from seismic interferometry with ambient noise // Earth Planets Space. – 2016. – T. 68. № 1. P. 162.
316. Tait S., Jaupart C., Vergniolle S. Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber // Earth and Planetary Science Letters. – 1989. – T. 92. № 1. P. 107–123.
317. Takei Y. Effect of pore geometry on V_P/V_S: From equilibrium geometry to crack /Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – T. 107. – №. B2. P. ECV 6-1-ECV 6-12
318. Tarantola A. Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation. Society for Industrial and Applied Mathematics, 2005. 352 p.
319. Taylor G., Hillers G. Estimating temporal changes in seismic velocity using a Markov chain Monte Carlo approach // Geophysical Journal International. – 2020. – T. 220. № 3. P. 1791–1803.
320. Thiéry R., Mercury L. Explosive properties of water in volcanic and hydrothermal systems // J. Geophys. Res. – 2009a. – T. 114. № B5. P. 2008JB005742.

321. Thiéry R., Mercury L. Explosivity Conditions of Aqueous Solutions J Solution Chem. –2009b. – T. 38. № 7. P. 893–905.
322. Tong F., Seydoux L., Journeau C., Soubestre. covseisnet/covseisnet: Associate repository with a Zenodo DOI. – 2024.
323. Toramaru A., Maeda K. Mass and style of eruptions in experimental geysers // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2013. –T. 257. P. 227–239.
324. Tramontano S., Gualda G. A. R., Ghiorso M. S. Internal triggering of volcanic eruptions: tracking overpressure regimes for giant magma bodies // Earth and Planetary Science Letters. – 2017. – T. 472. P. 142–151.
325. Tromp J., Trampert J. Effects of induced stress on seismic forward modelling and inversion // Geophysical Journal International. – 2018. – T. 213. № 2. P. 851–867.
326. Tsai V. C. A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations // J. Geophys. Res. – 2011. – T. 116. № B4. P. B04404.
327. Tuffen H., Dingwell D. B., Pinkerton H. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? // Geology. – 2003. – T. 31. № 12. P. 1089–1092.
328. Tuffen H., Smith R., Sammonds P. R. Evidence for seismogenic fracture of silicic magma // Nature. – 2008. – T. 453. № 7194. P. 511–514.
329. Turner S. J., Izbekov P., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54-year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2013. - T. 263. P. 108–121.
330. Unglert K., Jellinek A. M. Volcanic tremor and frequency gliding during dike intrusions at Kīlauea—A tale of three eruptions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2015. – Vol. 120. № 2. P. 1142–1158.
331. Valade S., Donnadieu F., Lesage P., Mora M. M., Harris A., Alvarado G. E. Explosion mechanisms at Arenal volcano, Costa Rica: An interpretation from integration of seismic and Doppler radar data // J. Geophys. Res. – 2012. – Vol. 117. № B1. P. 2011JB008623.
332. Vergely J.-L., Valette B., Lallement R., Raimond S. Spatial distribution of interstellar dust in the Sun’s vicinity: Comparison with neutral sodium-bearing gas // A&A. – 2010. – Vol. 518. P. A31.
333. Vidale J. E. Complex polarization analysis of particle motion //Bulletin of the Seismological society of America. – 1986. – Vol. 76. № 5. P. 1393–1405.
334. Wagner G. S., Owens T. J. Signal detection using multi-channel seismic data //Bulletin of the Seismological society of America. – 1996. – Vol. 86. № 1A. P. 221–231.
335. Waltham T. A guide to the volcanoes of southern Kamchatka, Russia // Proceedings of the Geologists’ Association. – 2001. – Vol. 112. № 1. P. 67–78.

336. Wang Q.-Y., Yao H. Monitoring of velocity changes based on seismic ambient noise: A brief review and perspective // Earth and Planetary Physics. – 2020. – Vol. 4. № 5. P. 1–11.
337. Wapenaar K., Fokkema J. T., Snieder R. Retrieving the Green's function in an open system by cross correlation: A comparison of approaches (L) // Journal of The Acoustical Society of America. – 2005. – Vol. 118. P. 2783–2786.
338. Wassermann J. Volcano seismology New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. P. 1–77.
339. Weaver R. L. Information from Seismic Noise // Science. – 2005. – Vol. 307. № 5715. P. 1568–1569.
340. White M. C. A., Fang H., Nakata N., Ben-Zion Y. PyKonal: A Python Package for Solving the Eikonal Equation in Spherical and Cartesian Coordinates Using the Fast Marching Method // Seismological Research Letters. – 2020. – Vol. 91. № 4. P. 2378–2389.
341. Withers M. M., Aster R. C., Young C. J., Chael E. P. High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth //Bulletin of the Seismological society of America. – 1996. – Vol. 86. № 5. P. 1507–1515.
342. Woods A. W. The dynamics of explosive volcanic eruptions // Reviews of geophysics. – 1995. – Vol. 33. № 4. P. 495–530.
343. Yates A. S., Savage M. K., Jolly A. D., Caudron C., Hamling I. J. Volcanic, Coseismic, and Seasonal Changes Detected at White Island (Whakaari) Volcano, New Zealand, Using Seismic Ambient Noise // Geophysical Research Letters. – 2019. – Vol. 46. № 1. P. 99–108.
344. Yates A., Caudron C., Lesage P., Mordret A., Lecocq T., Soubestre J. Assessing similarity in continuous seismic cross-correlation functions using hierarchical clustering: application to Ruapehu and Piton de la Fournaise volcanoes // Geophysical Journal International. 2023. – Vol. 233. № 1. P. 472–489.
345. Yuan C., Bryan J., Denolle M. Numerical comparison of time-, frequency- and wavelet-domain methods for coda wave interferometry // Geophysical Journal International. 2021. – Vol. 226. № 2. P. 828–846.
346. Zhan Z., Tsai V. C., Clayton R. W. Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content // Geophysical Journal International. – 2013. – Vol. 194. № 3. P. 1574–1581.
347. Zhong Y., Tan Y. J. Deep-Learning-Based Phase Picking for Volcano-Tectonic and Long-Period Earthquakes // Geophysical Research Letters. – 2024. – Vol. 51. № 12. P. e2024GL108438.
348. Zobin V. M. Long-Period and Very-Long-Period Seismic Signals at Volcanoes Introduction to Volcanic Seismology. Elsevier, 2017b. P. 361–388.

349. Zobin V. M. Seismicity at Volcanoes // Introduction to Volcanic Seismology. Elsevier, 2017a. P. 13–34.

350. Zobin V. M. The Seismic Signals Associated With the Natural Seismicity of Geothermal Structures Within Volcanic Environment In // troduction to Volcanic Seismology. Elsevier, 2017c. P. 497–517.