

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В.ЛОМОНОСОВА

ФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Потанина Мария Георгиевна

**ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОЙ ИНИЦИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ
РОЕВ (ПО НАТУРНЫМ И ЛАБОРАТОРНЫМ ДАННЫМ)**

1.6.9 Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
д.ф.-м.н., доцент
Смирнов В.Б.

Москва – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. Роль флюида в инициации землетрясений	10
1.1. Инициирование землетрясений естественными гидрологическими процессами.....	10
1.2. Сейсмичность, связанная с водохранилищами.....	14
1.3. Инициация землетрясений при закачке и откачке жидкости в скважины ..	16
1.4. Сейсмические рои	21
1.5. Лабораторное моделирование флюидной инициации сейсмического режима.....	28
Заключение к главе I.....	30
Глава II. Методы оценки характеристик сейсмического и акустического режимов.....	33
2.1 Определение представительности данных (представительной магнитуды).....	33
2.2 Оценка наклона графика повторяемости землетрясений	34
2.3 Оценки сейсмической и акустической активности, фрактальной размерности области гипоцентров (d), размера роя (l) и параметра цикла разрушения (q).....	37
2.4 Специализированные методы анализа для флюид-индуцированной сейсмичности: сезонных компонент, миграции, задержек сейсмического режима.....	40
Заключение к главе II.....	42
Глава III. Флюидная инициация роев землетрясений	44
3.1 Сейсмические рои в Коринфском рифте	44
3.1.1 Описание региона исследования. Исходные данные.....	44
3.1.2 Первичный анализ каталога.....	46
3.1.3 Выделение сейсмических роев.....	49
3.1.4 Оценка статистических параметров.....	53
3.2 Флюидная инициация рое-подобных землетрясений в районе водохранилищ Койна-Варна	58
3.2.1 Область наведенной сейсмичности Койна-Варна.....	58

3.2.2 Сезонные вариации наведённой сейсмичности в районе водохранилищ Койна-Варна.....	60
3.2.3 Динамика сезонных компонент наведённой сейсмичности.....	65
3.2.4 Изменение параметра <i>b-value</i> в сезонных компонентах наведённой сейсмичности.....	70
Заключение к главе III	75
Глава IV. Флюидная инициация акустического роевого режима в лабораторных экспериментах по физическому моделированию флюидной инициации сейсмических роев.	77
4.1 Акустический роеобразный режим в экспериментах по введению жидкости на поверхность образцов без повышения порового давления.....	82
4.2 Акустический роевой режим в экспериментах по нагнетанию флюида в образцы с увеличением порового давления	103
4.3 Акустический роевой режим в экспериментах по нагреванию флюида в обводненных образцах под воздействием электрического тока.....	109
Заключение к главе IV	117
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	120
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	126

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования степень ее разработанности. Диссертация посвящена исследованию особенностей флюидной инициации сейсмических роев. Среди сейсмических роев особый интерес представляют невулканические, возникающие в регионах, не связанных с активными вулканическими системами. В отличие от вулканических роев, обусловленных движением магмы, невулканические проявляются преимущественно во внутриконтинентальных зонах разломов, рифтах и других тектонически активных структурах. При этом физические механизмы их генерации до конца не установлены и остаются предметом научных исследований. В последние десятилетия накоплены убедительные свидетельства того, что существенным триггером невулканических роев является флюид, проникающий в напряжённо-деформированную земную кору (см., например, монографии: Gupta, 1992; Wang, Manga, 2010; Адушкин, Турунтаев, 2015). Лабораторное моделирование флюидной инициации землетрясений, проводившееся Г.А. Соболевым, А.В. Пономаревым и В.Б. Смирновым в ИФЗ РАН, продемонстрировало возможность запуска акустической эмиссии при проникновении флюида даже без заметного роста порового давления. Тем не менее, остаются существенные пробелы в понимании физических механизмов флюидной инициации сейсмичности. Большинство работ, посвящённых сейсмическим роям, фокусируются на пространственно-временной миграции и геодинамической интерпретации, но уделяют недостаточное внимание энергетическим характеристикам роев и особенностям их эволюции. В частности, слабо изучены вариации сейсмической активности и наклона графика повторяемости (параметр Гутенберга-Рихтера или более привычное *b-value* в англоязычной литературе) в невулканических роях, хотя именно эти показатели рассматриваются часто как индикаторы напряжённого состояния геосреды. Сопоставление природных сейсмических роев и их лабораторных аналогов способно не только подтвердить флюидную природу невулканических роев, но и позволит дифференцировать физические механизмы их инициации.

В качестве **объектов исследования** выбраны две геологические системы, репрезентативные для различных механизмов флюидной инициации сейсмичности, дополненные лабораторными моделями. Коринфский рифт (Греция) представляет собой типичную внутриконтинентальную рифтовую зону с высокой фоновой сейсмичностью и выраженной ролью флюидов в активизации разломов. Геодинамическая обстановка региона характеризуется интенсивной тектоникой растяжения и миграцией глубинных флюидов, что создает благоприятные условия для изучения естественных процессов флюид-индуцированной

сейсмичности. Район водохранилищ Койна-Варна (Индия) является классическим примером техногенно-индуцированной сейсмичности, где наблюдается четкая корреляция между режимом водохранилища и сейсмической активностью на протяжении более полувека. Этот регион демонстрирует как немедленные, так и отсроченные реакции литосферы на гидрологические нагрузки, что позволяет исследовать долгосрочные эффекты флюидного воздействия. Лабораторные модели нагруженных образцов горных пород с контролируемым внесением флюидов обеспечивают возможность исследования физических механизмов инициации разрушения в изолированных условиях, что дополняет полевые наблюдения и позволяет выявлять фундаментальные закономерности процессов.

Предметом исследования выступают: динамические характеристики сейсмического (и акустического) режима – активность и наклон графика повторяемости; задержки между временем инициации и максимумом активности; миграция сейсмических (акустических) событий.

Цель и задачи исследования. Целью данной работы является прояснение особенностей флюидной инициации сейсмических роев на основе совместного рассмотрения природных невулканических сейсмических роев, инициированных флюидами, и их лабораторных моделей.

Для достижения указанной цели были поставлены следующие основные **задачи**:

1. Разработать и адаптировать методику совместного анализа сейсмической активности и наклона графика повторяемости в скользящих временных окнах при строгом контроле полноты (представительности) сейсмических данных, обеспечивающую статистически корректное выявление изменений режима сейсмичности.
2. Исследовать роевую сейсмичность в натуральных условиях на примере серии невулканических роев в Коринфском рифте (Греция).
3. Исследовать наведённую сейсмичность в районе водохранилищ Койна–Варна (Индия).
4. Провести анализ данных лабораторного моделирования сейсмических роев, вызванных флюидным воздействием (путём поверхностного внесения воды, механического повышения порового давления и пропускания электрического тока через насыщенные образцы).
5. Сопоставить результаты натуральных и лабораторных исследований для выявления особенностей флюидной инициации сейсмических роев, выяснения физических механизмов их возникновения и развития.

Научная новизна и значимость работы. Научная новизна исследования заключается в комплексном подходе к анализу сейсмических и акустических роев. Впервые

выполнен последовательный совместный анализ двух параметров сейсмического процесса – активности и наклона графика повторяемости – в скользящих окнах при условии строгого учёта полноты данных для роев Коринфского рифта, области Койна–Варна и их лабораторных моделей. Впервые выявлена двухфазная миграция очагов акустических событий при внесении флюида без создания избыточного давления; определены временные задержки акустической активности относительно инициирующих воздействий. Эти результаты существенно расширяют понимание энергетических и кинематических особенностей флюид-индуцированной роевой сейсмичности.

Методы исследования. В работе применялись общепринятые методы анализа сейсмических каталогов и сигналов акустической эмиссии, а также предложена модифицированная методика оценки наклона графика повторяемости. Использовались статистические критерии для оценки представительности сейсмических данных (минимальной полной магнитуды событий) и обеспечения корректного сравнения параметров сейсмичности в разных условиях. Применялась концепция моделирования переходных режимов сейсмического процесса в лабораторных экспериментах применительно к режимам с флюидной инициацией, разработанная в (Смирнов, Пономарев, 2020).

Положения, выносимые на защиту.

- 1. Особенностью флюид-иницированных сейсмических роев является противофазное изменение наклона графика повторяемости и сейсмической активности.*
- 2. Степень обводненности среды контролирует величину задержки роевой активности при флюидной инициации разрушения: при большей обводненности меньше задержка.*
- 3. Характерный для сейсмических роев процесс миграции сейсмичности может быть обусловлен как движением флюида в среде, так и саморазвитием процесса разрушения.*

Личный вклад автора. Все приведённые в диссертации результаты являются оригинальными и получены самим автором либо при его непосредственном участии. Автором проведён детальный анализ сейсмических роев в Коринфском рифте (Греция) и в районе водохранилищ Койна–Варна (Индия), а также анализ данных об акустической эмиссии в лабораторных экспериментах. Автор самостоятельно выполнила вычисление представительной магнитуды с использованием специализированного программного обеспечения, для остальных расчётов разработала собственные программные коды. Автор не участвовала в проведении лабораторных экспериментов, но принимала активное участие в планировании ряда экспериментов.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы. В работе приведён обзор современного состояния проблемы

флюидной инициации сейсмичности (Глава 1). Описаны применяемые методы расчёта статистических параметров сейсмичности (Глава 2). Представлены результаты анализа двух ключевых примеров флюидной инициации сейсмичности – роев землетрясений в Коринфском рифте и наведённой сейсмичности в районе водохранилищ Койна–Варна (Глава 3). Глава 4 посвящена результатам серии лабораторных экспериментов по моделированию флюида-индуцированных роев. В заключении приведено сопоставление полученных результатов, их обсуждение, сформулированы выводы и намечены перспективы исследований. Работа изложена на 142 страницах, содержит 50 рисунков и 6 таблиц. В списке литературы приведено 221 источник.

Степень достоверности и апробация результатов.

Достоверность полученных результатов обеспечивается репрезентативностью использованных данных, корректностью методологии. В работе использованы стандартные подходы и проверенные временем методы анализа сейсмических каталогов и сигналов акустической эмиссии. Статистическая значимость выявленных эффектов обоснована: например, по приведенному анализу на синтетических каталогах, изменения активности и *b*-value превышают доверительные интервалы. Лабораторные эксперименты проведены в контролируемых условиях с применением современного оборудования и по методикам, принятым в физике разрушения горных пород.

Основные идеи и положения диссертационной работы изложены в 9 статьях в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ им. М.В. Ломоносова по специальности и отрасли наук. Результаты работы были представлены на 11 международных и всероссийских конференциях: Научная конференция студентов и аспирантов ИФЗ РАН (2012 г., Москва); 33rd и 36th General Assembly of the European Seismological Commission (ESC) (2012 г., Москва; 2018 г., Мальта); Международная конференция “Ломоносовские чтения” (2014, 2015, 2019, 2024, 2025 гг., Москва); Conference “Seismic Sources and Prediction, X General Assembly of the Asian Seismological Commission (ASC)” (2014 г., Филиппины); XXVI General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) (2015 г., Прага); Международная конференция «Триггерные эффекты в геосистемах» (2019 г., 2025 г. Москва).

Список публикаций в журналах, удовлетворяющих требованиям Положения о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова:

1. *Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Бернар П.* Особенности развития сейсмической роевой активности в Коринфском рифте в 2000-2005 гг. // Физика Земли. – 2011. – № 7. – С. 54-66. – EDN: NXQHND (1.50 п.л., импакт-фактор 1.412 (РИНЦ), вклад автора: анализ литературы, обработка и подготовка данных, написание программного кода, проведение расчётов,

построение графиков, анализ результатов, формулирование выводов и подготовка текста публикации).

Переводная версия: **Potantina M.G., Smirnov V.B., Bernard P.** Patterns of seismic swarm activity in the Corinth rift in 2000-2005 // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2011. – Vol. 47, No. 7. – С. 610-622. – EDN: OHWGFF (1.50 п.л., импакт-фактор 1.310 (РИНЦ)).

2. **Smirnov V., Ponomarev A., Potantina M., Chadha R.K., Srinagesh D.** Triggered and tectonic driven earthquakes in the Koyna-Warna region, Western India // *Journal of Seismology*. – 2014. – Vol. 18, No. 3. – С. 587-603. – EDN: UGINNJ (1.96 п.л., импакт-фактор 0.530 (SJR)), вклад автора: написание программного кода, проведение части расчётов, построение части графиков, участие в формулировании выводов и подготовке текста публикации).

3. **Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Любушин А.А., Шозиёев Ш.П.** Особенности акустической эмиссии при флюидной инициации разрушения по данным лабораторного моделирования // *Физика Земли*. – 2015. – № 2. – С. 126-138. – EDN: TJFEWF (1.50 п.л., импакт-фактор 1.412 (РИНЦ)), вклад автора: анализ литературы, обработка и подготовка данных, написание программного кода, проведение расчётов, построение графиков, анализ результатов, формулирование выводов и подготовка текста публикации).

Переводная версия: **Potantina M.G., Smirnov V.B., Shoziyoev S.P., Ponomarev A.V., Lyubushin A.A., Bernard P.** The pattern of acoustic emission under fluid initiation of failure: laboratory modeling // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2015. – Vol. 51, No. 2. – С. 278-289. – EDN: UFMLGZ (1.39 п.л., импакт-фактор 1.310 (РИНЦ)).

4. **Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарев А.В., Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Строганова С.М.** Инициация акустической эмиссии в обводненных образцах песчаника // *Доклады Академии наук*. – 2016. – Т. 469. № 1. – С. 97-101. – EDN: UBXPFN (0.58 п.л., импакт-фактор 0.911 (РИНЦ)), вклад автора: написание программного кода, проведение расчётов, построение графиков, анализ результатов, формулирование выводов и подготовка текста публикации).

Переводная версия: **Lapshin V.B., Patonin A.V., Ponomarev A.V., Stroganova S.M., Potantina M.G., Smirnov V.B.** Initiation of acoustic emission in fluid-saturated sandstone samples // *Doklady Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 469, No. 1. – С. 705-709. – EDN: WVNSRD (0.58 п.л., импакт-фактор 0.863 (РИНЦ)).

5. **Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В., Чадда Р., Михайлов В.О., Потанина М.Г., Карташов И.М., Строганова С.М.** Режим сезонных вариаций наведенной сейсмичности в области водохранилищ Койна-Варна, Западная Индия // *Физика Земли*. – 2017. – № 4. – С. 40-49. – EDN: YTMДHT (1.16 п.л., импакт-фактор 1.412 (РИНЦ)), вклад автора: обработка и подготовка данных, написание программного кода, проведение расчётов, построение части графиков, анализ результатов, участие в формулировании выводов и подготовке текста публикации).

Переводная версия: **Smirnov V.B., Ponomarev A.V., Mikhailov V.O., Potantina M.G., Kartashov I.M., Stroganova S.M., Srinagesh D., Chadha R.** The behavior of seasonal variations in induced seismicity in the Koyna-Warna region, Western India // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2017. – Vol. 53, No. 4. – С. 530-539. – EDN: XNWPBI (1.16 п.л., импакт-фактор 1.310 (РИНЦ)).

6. **Смирнов В.Б., Михайлов В.О., Пономарев А.В., Арора К., Чадда Р.К., Сринагеш Д., Потанина М.Г.** О динамике сезонных компонент наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, Западная Индия // *Физика Земли*. – 2018. – № 4. – С. 100-109. – EDN: UWWJZI (1.16 п.л., импакт-фактор 1.412 (РИНЦ)), вклад автора: написание программного кода, проведение части расчётов, построение части графиков, участие в анализе результатов, участие в формулировании выводов и подготовке текста публикации).

Переводная версия: *Smirnov V.B., Mikhailov V.O., Ponomarev A.V., Potanina M.G., Arora K., Chadha R.K., Srinagesh D.* On the dynamics of the seasonal components of induced seismicity in the Koyna–Warna region, Western India // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2018. – Vol. 54, No. 4. С. – 632-640. – EDN: YCHLOR (1.04 п.л., импакт-фактор 1.310 (РИНЦ)).

7. *Лапшин В.Б., Смирнов В.Б., Скубачевский А.А., Пономарев А.В., Патонин А.В., Хромов А.А., Потанина М.Г.* Численные и лабораторные эксперименты по разрушению конструкционных материалов под воздействием электромагнитного поля // *Вестник Московского университета. Серия 3: Физика. Астрономия*. – 2018. – № 5. – С. 90-95. – EDN: YX-PUNR (0.69 п.л., импакт-фактор 0.169 (РИНЦ)), вклад автора: анализ литературы, обработка и подготовка данных, написание программного кода, проведение расчётов и построение графиков для части лабораторного эксперимента, анализ результатов, подготовка текста публикации).

Переводная версия: *Lapshin V.B., Smirnov V.B., Potanina M.G., Skubachevsky A.A., Ponomarev A.V., Chromov A.A., Patonin A.V.* Numerical and laboratory experiments on the destruction of construction materials under the impact of an electromagnetic field // *Moscow University Physics Bulletin*. – 2018. – Vol. 73, No. 5. – С. 558-563. – EDN: CGIYME (0.69 п.л., импакт-фактор 0.428 (РИНЦ)).

8. *Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Исаева А.В., Бондаренко Н.Б., Патонин А.В., Казначеев П.А., Строганова С.М., Потанина М.Г., Chadha R.K., Arora K.* Флюидная инициация разрушения в сухих и водонасыщенных горных породах // *Физика Земли*. – 2020. – № 6. – С. 86-105. – EDN: NHULHG (2.31 п.л., импакт-фактор 1.412 (РИНЦ)), вклад автора: анализ литературы, обработка и подготовка данных, написание программного кода, проведение части расчётов, построение части графиков, анализ результатов).

Переводная версия: *Smirnov V.B., Isaeva A.V., Bondarenko N.B., Potanina M.G., Ponomarev A.V., Patonin A.V., Kaznacheev P.A., Stroganova S.M., Chadha R.K., Arora K.* Fluid initiation of fracture in dry and water saturated rocks // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2020. – Vol. 56, No. 6. – С. 808-826. – EDN: ZYLZDO (2.19 п.л., импакт-фактор 1.310 (РИНЦ)).

9. *Смирнов В.Б., Потанина М.Г., Карцева Т.И., Пономарев А.В., Патонин А.В., Михайлов В.О., Сергеев Д.С.* Сезонные вариации наклона графика повторяемости землетрясений в наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, Западная Индия // *Физика Земли*. – 2022. – № 3. – С. 76-91. – EDN: TGHPTV (1.85 п.л., импакт-фактор 1.412 (РИНЦ)), вклад автора: анализ литературы, обработка и подготовка данных, написание программного кода, проведение расчётов, построение графиков, анализ результатов, формулирование выводов и подготовка текста публикации).

Переводная версия: *Smirnov V.B., Potanina M.G., Kartseva T.I., Mikhailov V.O., Sergeev D.S., Ponomarev A.V., Patonin A.V.* Seasonal variations in the *b*-value of the reservoir-triggered seismicity in the Koyna–Warna region, Western India // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2022. – Vol. 58, No. 3. – С. 364-378. – EDN: FFMLHE (1.73 п.л., импакт-фактор 1.310 (РИНЦ)).

БЛАГОДАРНОСТИ

Я глубоко признательна научному руководителю д.ф.-м.н. В.Б. Смирнову за наставничество во время обучения, постановку интересных и сложных задач, за всецелую помощь в работе, ценные замечания и увлекательные плодотворные дискуссии, за вдохновение, поддержку и настойчивость, которые помогали преодолевать все трудности и верить в свои силы. Большое спасибо д.ф.-м.н. А.В. Пономареву за возможность участвовать в лабораторных экспериментах, интересных научных проектах, командировках и конференциях, за всецелую поддержку, дружеское участие и мудрые советы. Благодарю к.т.н. А.В. Патонину (ГО «Борок» ИФЗ РАН) за проведение на высочайшем современном уровне уникальных лабораторных экспериментов. Сердечно благодарю коллег по кафедре физики Земли физического факультета МГУ за поддержку и доброжелательную плодотворную атмосферу. Особенно признательна Т.А. Версан за искреннее общение и всестороннюю помощь.

Глава 1. Роль флюида в инициации землетрясений

Накопленные к настоящему времени натурные и экспериментальные данные однозначно показывают, что флюиды могут играть существенную роль в иницировании и модуляции сейсмической активности [Смирнов В.Б., Пономарёв А.В., 2020; Gupta, 2002; Wang, Manga, 2010; Адушкин, Турунтаев, 2015]. Под флюидом далее понимается любое нетвердое вещество, заполняющее поры и трещины в горных породах: вода и водные растворы, газы, а также магматические расплавы.

При этом остаётся открытым ряд существенных вопросов: при каких условиях поступление флюида в напряжённо-деформированную среду приводит к возникновению сильного землетрясения, в каких случаях реализуется режим слабой роевой активности, когда флюид способствует релаксации напряжений без заметной сейсмичности, а когда его влияние практически не проявляется. В литературе описаны примеры всех перечисленных сценариев.

В настоящей главе обобщаются основные наблюдательные и теоретические результаты, свидетельствующие о влиянии флюида на инициацию землетрясений:

- естественные гидрологические процессы, вызывающие сейсмичность;
- сейсмичность, индуцированная водохранилищами;
- землетрясения, вызванные закачкой и откачкой флюида в скважинах;
- особенности сейсмических роев и их возможная флюидная природа;
- лабораторное моделирование сейсмического режима при флюидной инициации.

Изложение опирается, в частности, на систематический обзор в монографии [Смирнов В.Б., Пономарёв А.В., 2020], где детально анализируются переходные режимы сейсмичности и роль флюидов.

1.1. Иницирование землетрясений естественными гидрологическими процессами

Естественные гидрологические процессы — атмосферные осадки, снеговая нагрузка, сезонные изменения уровня грунтовых вод — могут вызывать локальную активизацию сейсмичности [Hainzl, 2006; Martini, 2009; Matthews, 2009; Richter, 2004]. Для ряда регионов показана прямая статистическая связь между интенсивностью осадков и частотой землетрясений малых магнитуд. Например, на склонах вулкана Мерапи (Индонезия) отмечено увеличение числа событий, совпадающее по времени с эпизодами сильных дождей [Richter, 2004], а для Балканского региона высказывалась гипотеза о возможном влиянии аномально

обильных осадков на возникновение сильного землетрясения магнитудой $M > 6$ [Muso, 1999].

Дальнейшие исследования выявили, что сейсмичность во многих областях демонстрирует выраженную сезонную периодичность, сопоставимую с годовым циклом гидрологических процессов [Johnson et al., 2017; Wang, Manga, 2010]. Отмечены случаи, когда максимумы сейсмической активности приходятся либо на периоды максимальных осадков, либо на сезоны максимальной снеговой нагрузки, либо на фазы высоких уровней подземных вод. Так, в Японии сезонные изменения числа землетрясений статистически соотнесены со снеговой нагрузкой в горных районах [Неки, 2003]. При этом сезонные эффекты проявляются далеко не повсеместно: для многих регионов подобной периодичности не обнаружено [Wolf et al., 1997; Bollinger, 2007].

Годовая модуляция сейсмичности обусловлена не только «поверхностными» флюидами (осадки, снег), но и изменением запасов грунтовых вод в верхней части земной коры [Christiansen et al., 2005; Saar, Manga, 2003; Amos et al., 2014]. В этих работах рассматривается механизм изменения порового давления как основной канал влияния гидрологических процессов на сейсмичность. Согласно численным моделям и данным наблюдений, увеличение столба воды или снега приводит к росту эффективной нагрузки и изменению порового давления в поровом пространстве пород.

Изменение порового давления через диффузию и фильтрацию флюидов является наиболее универсальным механизмом гидрологической инициации сейсмичности. Проникновение воды в разломные зоны снижает эффективные нормальные напряжения по критерию Мора-Кулона, уменьшая сопротивление сдвигу даже при умеренных тектонических напряжениях [Rice, 2006]. Скорость распространения порового давления определяется коэффициентом гидродиффузии (10^{-6} – 10^{-9} м²/с) и следует закону $\sqrt{D \cdot t}$, что объясняет наблюдаемые временные задержки между гидрологическими воздействиями и сейсмической активностью от нескольких часов до нескольких лет [Shapiro and Dinske, 2009]. В регионах с высокой проницаемостью разломов фронт порового давления может распространяться со скоростью 1–3 км/сутки, что коррелирует с миграцией гипоцентров в сейсмических роях [Lambotte et al., 2014].

Механизм влияния порового давления, как механизм модуляции, подробно анализировался в ряде работ, посвящённых как природной, так и техногенной сейсмичности [Costain et al., 1987; Roth et al., 1992; Jimenez, Garcia-Fernandez, 2000; Ogasawara et al., 2002; Hainzl et al., 2006; Kraft et al., 2006; Husen et al., 2007].

Важным аспектом гидросейсмичности является влияние химического состава флюидов на прочностные свойства в разломных зонах. Химическое взаимодействие гидрологических флюидов с породой включает процессы растворения минералов, изменения рН и адсорбции ионов на поверхности разломов [Ребиндер, Щукин, 1972]. Кислые грунтовые воды (рН 3–4) могут снижать прочность разломных зон на 25–30% за счет растворения кальцита и других карбонатных минералов, увеличивая проницаемость и создавая положительную обратную связь для дальнейшей миграции флюидов [Chen et al., 2021a]. Влияние атмосферных осадков проявляется как в прямом увеличении нагрузки, так и в изменении химического состава подземных вод, что особенно заметно в карстовых регионах, где интенсивное растворение породы создает предпосылки для сейсмической активизации [Farquharson et al., 2022].

Адсорбция молекул воды на поверхности трещин снижает поверхностную энергию и способствует их распространению [Ребиндер, Щукин, 1972]. Это явление, известное как эффект Ребиндера, демонстрирует, что даже небольшие изменения физико-химических свойств флюидов могут критически влиять на устойчивость разломов [Смирнов, Пономарев, 2020]. Современные исследования эффекта Ребиндера показывают, что поверхностная энергия разрушения уменьшается при взаимодействии материала с активной средой, что приводит к снижению предела прочности [Корнев, 2003].

Роль атмосферного давления в модуляции сейсмичности проявляется через барометрическую нагрузку и изменение уровня грунтовых вод. Циклические изменения атмосферного давления с амплитудой 20–30 гПа могут изменять поровое давление на 0.1–0.3 МПа в приповерхностных горизонтах, что достаточно для инициации микроземлетрясений в напряженных разломных зонах [Parsons et al., 2021]. Более значимым эффектом является влияние атмосферного давления на уровень грунтовых вод через механизм, известный как "барометрический отклик", где снижение давления на 1 гПа приводит к повышению уровня грунтовых вод на 0.5–1.0 см в пористых породах [Manga and Wang, 2022].

Фазы океанических приливов влияют на частоту афтершоков [Shebalin et al., 2020]: при малом уровне воды наблюдается увеличение активности для землетрясений с очагами на глубинах до 70 км, что интерпретируется как снижение трения на разломе при уменьшении вертикальной нагрузки.

Кроме периодических эффектов, для землетрясений, индуцированных ростом порового давления, характерна пространственно-временная миграция [Noir et al., 1997; Parotidis et al., 2005]. Описаны последовательности, в которых эпицентры событий смещаются вдоль разломной зоны со скоростью, согласующейся с диффузионной моделью распространения

порового давления. Подобные наблюдения были интерпретированы с использованием модели трения, зависящего от скорости и состояния контактирующих поверхностей, где локальное увеличение порового давления снижает эффективное нормальное напряжение на разломе и инициирует скольжение, которое затем распространяется вдоль разлома [Toda et al., 2002, Miller et al., 2004].

Гидравлическое разупрочнение, обусловленное диффузией порового давления, вызывает распространение возмущений в глубоких горизонтах. Современные численные модели демонстрируют, что скорость миграции порового давления зависит от геометрии разлома, проницаемости породы и вязкости флюида. В рифтовых зонах и зонах техногенного воздействия наблюдается двухрежимная миграция: быстрая (1–2 км/сутки), связанная с гидравлическим разупрочнением, и медленная (0.1–0.5 км/сутки), соответствующая диффузионному распространению давления [Dublanche et al., 2021].

В зонах высоких температур и давления (например, в геотермальных системах) происходит растворение минералов и образование новых фаз, что приводит к изменению пористости и проницаемости. Это, в свою очередь, модулирует дальнейшую миграцию флюидов и распределение напряжений [Wang et al., 2021].

Разломы являются характерными структурными элементами в теории флюид-индуцированной сейсмичности, так как они обладают уникальными свойствами: низкая прочность, высокая проницаемость и способность концентрировать тектонические напряжения. Например, современные наблюдения с использованием микросейсмического мониторинга и InSAR подтверждают, что именно разломные зоны служат основными каналами для миграции флюидов, а их геометрия определяет пространственно-временные паттерны сейсмической активности [Karakostas et al., 2021; Кузьмин, 2020].

Изменение гидрологического режима приводит к модификации напряженно-деформированного состояния разломных зон через три основных механизма: поверхностную нагрузку от водных масс, изменение порового давления в результате фильтрации флюидов [Biot, 1941], и химическое взаимодействие воды с минералами породы [Gupta et al., 2017]. Эти механизмы действуют как по отдельности, так и в комплексе, создавая сложные пространственно-временные паттерны сейсмической активности, особенно выраженные в виде сейсмических роев [Guglielmi et al., 2015; Shapiro et al., 2021]. Роль флюида показана и для развития афтершоковых последовательностей [Shebalin, Varanov, 2017]: на глубинах нескольких километров распределение напряжений в активных зонах разломов контролируется механизмом снижения пористости и участием флюидов.

Таким образом, естественные гидрологические процессы могут выступать как источник флюидного воздействия, способного инициировать как отдельные события, так и целые последовательности в сейсмической активности. Гидрологические факторы действуют как эффективные триггеры сейсмичности через комплекс механических, гидродинамических и химических механизмов, модулирующих прочность разломных зон. Понимание этих процессов критически важно для оценки сейсмического риска в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия на гидрологический режим, особенно в регионах с высокой фоновой сейсмичностью и разломной тектоникой.

Кроме натурной, природной причины возникновения землетрясений из-за флюида, следует рассмотреть и индуцированную – наведенную и триггерную сейсмичность – в областях водохранилищ.

1.2. Сейсмичность, связанная с водохранилищами

Появление крупных гидротехнических сооружений сопровождалось накоплением наблюдений о возникновении землетрясений, связанных с заполнением и эксплуатацией водохранилищ. Для обозначения таких явлений был введён термин «сейсмичность, индуцированная водохранилищами» (reservoir-induced seismicity, RIS), которому посвящено значительное число исследований [Westergaard, Adkins, 1934; Carder, 1945, Simpson, 1986; Gupta, 1992, 2002; Капустян, Юдахин, 2007; Wang, Manga, 2010; Manga, Wang, 2015]. Первые наблюдения о связи между заполнением водохранилищ и землетрясениями были сделаны еще в 1930-х годах в США, но систематические исследования начались после серии сильных землетрясений у водохранилища Койна в Индии в 1967 году. За последующие десятилетия было выявлено более 100 случаев резервуарно-индуцированной сейсмичности (РИС) по всему миру.

Создание крупных водохранилищ даже в тектонически относительно стабильных районах может приводить к резкому увеличению сейсмической активности [Wang, Manga, 2010, Gupta, 2002]. Классическим примером является регион Койна–Варна в Индии, где после заполнения водохранилища было зафиксировано землетрясение магнитудой 6.3 и длительная активизация сейсмичности [Gupta, 2002]. По оценкам, дополнительная нагрузка от водной массы увеличила напряжения в литосфере примерно на 0.1 МПа [Gupta, 2002], что недостаточно для самостоятельного генерирования сильных землетрясений без учёта изменения порового давления. Аналогичные эффекты наблюдались в районе плотины Кариба (граница Замбии и Зимбабве), где через несколько лет после заполнения водохранилища произошло землетрясение магнитудой 6.2 [Gough, Gough, 1970 а,б].

Физический механизм воздействия водохранилища на окружающую среду описывается в рамках пороупругой реакции [Bell, Nur, 1978, Roeloffs, 1988, Talwani, Acree, 1985]. Масса воды создаёт дополнительное вертикальное нагружение, которое приводит к сжатию пород дна и бортов водохранилища, сопровождающемуся изменением порового давления в насыщенных флюидом трещинах и порах. В зависимости от геометрии разломов, их ориентации относительно главных напряжений и проницаемости среды, перераспределение напряжений может как стабилизировать разлом, так и приводить к его дестабилизации.

Обобщение наблюдений по различным водохранилищам позволило выделить три основных эффекта заполнения [Simpson, 1986; Gupta, 1992; Смирнов, Пономарев, 2020]:

1. Рост упругих напряжений в приповерхностной части коры, обусловленный дополнительной нагрузкой водной массы;
2. Увеличение порового давления в результате сжатия порового пространства и поступления флюида в трещинные зоны;
3. Последующая диффузия поровой жидкости за пределы непосредственной области под водохранилищем.

Сейсмический отклик среды на заполнение водохранилища, как правило, включает две характерные компоненты [Simpson, 1986; Gupta, 1992; Смирнов, Пономарев, 2020]:

– **немедленный отклик**, проявляющийся в росте сейсмической активности непосредственно во время наполнения и вскоре после него. В этом случае землетрясения (обычно малой и умеренной магнитуды) локализуются вблизи дна водохранилища и связаны преимущественно с непосредственным увеличением нагрузки и порового давления в зоне максимального сжатия;

– **задержанный отклик**, возникающий как через месяцы, так и спустя годы после окончания активной фазы заполнения. Такие землетрясения часто имеют большую магнитуду и располагаются на расстоянии до нескольких десятков километров от резервуара. Их возникновение связывают с диффузией порового давления вдоль разломных зон и постепенным вовлечением более глубоких и удалённых блоков в деформационный процесс.

Дополнительным фактором является проницаемость дна водохранилища. В работах [Bell, Nur 1978] показано, что для водохранилищ с непроницаемым дном повышение уровня воды сопровождается кратковременным увеличением порового давления с последующим его снижением за счёт перераспределения флюида в боковые области; это создаёт временное «окно» разупрочнения. В случае проницаемого дна устанавливается устойчивый поток воды через дно, поддерживающий и развивающий первоначальное повышение порового

давления. В этом сценарии область разупрочнения способна постепенно распространяться вглубь и в сторону от водохранилища.

Таким образом, индуцированная водохранилищами сейсмичность представляет собой типичный пример триггерных процессов, в которых взаимодействуют три фактора: внешняя нагрузка, изменение порового давления и его диффузия по разломной сети.

Обособленно можно выделить работу [Моторин и др., 2024] показывающую влияние на сейсмичность естественной обводнённости в районах выборки природных ископаемых. Исследования подтверждают, что уровень обводнённости горных пород напрямую влияет на продуктивность землетрясений (среднее количество афтершоков, введённое П.Н. Шебалиным и С.В. Барановым [Shebalin et al, 2020; Shebalin, Narteau, 2021]). Резкий приток воды в мае из-за таяния снега существенно повышает продуктивность, вызывая перераспределение накопленных напряжений и всплеск сейсмичности. После сброса напряжений продуктивность возвращается к фоновому уровню, характерному для сухого периода (ноябрь–апрель). Аналогичный значимый рост в сентябре, по-видимому, также связан с перераспределением напряжений, накопленных летом, но уже в условиях высокой обводнённости массива, хотя явного притока воды в это время не наблюдается.

Помимо водохранилищ, индуцированная сейсмичность может быть вызвана также и закачкой жидкости в скважины.

1.3. Инициация землетрясений при закачке и откачке жидкости в скважины

Механизмы, характерные для сейсмичности, индуцированной водохранилищами, в значительной мере проявляются и при техногенной закачке флюидов в глубокие скважины [Wang, Manga, 2010, Адушкин, Турунтаев, 2015; Смирнов, Пономарев, 2020]. Наиболее известный пример — серия землетрясений в районе полигона Rocky Mountain Arsenal (штат Колорадо, США), где в 1960-е годы осуществлялась закачка промышленных отходов на глубину порядка 3.6 км [Evans, 1966]. В ходе эксперимента было зарегистрировано землетрясение магнитудой 5.5, а анализ временной связи между объёмом закачки и сейсмической активностью продемонстрировал чёткую корреляцию. Важно, что повышенная активность сохранялась и после прекращения закачки, что интерпретируется как проявление продолжающейся диффузии порового давления вдоль разломной зоны [Healy et al., 1968; Hsieh, Bredehoeft, 1981].

Аналогичные случаи индуцированной сейсмичности описаны для ряда других регионов. Землетрясения фиксировались вдоль побережья озера Эри (штат Огайо, США) в связи с закачкой флюида [Seeber et al., 2000], а также в районе глубокой скважины в Германии, где

наблюдалась миграция эпицентров вдоль разлома, согласующаяся с диффузией порового давления [Zoback, Hanjes, 1997; Bornhoff et al., 2004; Shapiro et al., 2006]. В этих работах показано, что скорость миграции сейсмичности может быть использована для оценки коэффициента гидравлической диффузии и, следовательно, проницаемости среды [Shapiro, 2015; Tadokoro et al., 2000].

Флюидное воздействие на разломы может быть связано не только с закачкой, но и с отбором флюида [Зенченко, Турунтаев, 2025]. Несмотря на то, что снижение порового давления в общем случае стабилизирует разломы, изменение напряжённого состояния за счёт пороупругой деформации способно вызвать рост девиаторных напряжений в удалённых участках, что, в свою очередь, может инициировать землетрясения [Segall et al., 1994; Gomberg, Wolf, 1999; Vorobieva I. et al., 2020; Сидоров и др., 2000; Zoback, Zinke, 2002]. Хорошо документированы случаи сейсмичности, связанной с добычей нефти и газа, когда сочетание изменения порового давления и перераспределения упругих напряжений приводило к возникновению событий ощутимой магнитуды.

Особый интерес представляет натуральный эксперимент в районе Сульте-су-Фор (Франция), где целенаправленно осуществлялась закачка воды в глубокую скважину с целью изучения возникающей сейсмичности [Смирнов и др., 2010; Smirnov et al., 2013]. До начала эксперимента в зоне скважины существовала развитая система дефектов и трещин. Нагнетание воды не создало новой разломной структуры, а инициировало эволюцию уже имеющейся многомасштабной системы неоднородностей.

По данным мониторинга, ступенчатый режим инъекции приводил к формированию роеподобной сейсмичности [Смирнов и др., 2010; Smirnov et al., 2013]. После каждого скачка давления регистрировался рост активности, достигающий максимума с заметной задержкой относительно момента увеличения давления, а затем плавно затухающей. Установлено, что:

- амплитуда сейсмического отклика возрастала с увеличением давления воды;
- задержка максимума активности увеличивалась с ростом давления и была существенно больше времени установления давления в скважине.

Такое поведение согласуется с кинетической концепцией прочности Журкова, согласно которой разрушение элементов структуры зависит не только от текущего уровня напряжений, но и от времени их действия [Журков, 1968; Регель и др., 1974]. Согласно этой теории, разрыв межатомных связей происходит за счёт термофлуктуационного преодоления энергетического барьера под действием механической нагрузки, что приводит к экспоненциальной зависимости времени до разрушения от приложенного напряжения. В

результате даже напряжения, существенно меньшие мгновенного предела прочности, при длительном воздействии способны инициировать разрушение за счёт накопления микроповреждений. Такой подход дает возможность объяснить явления ползучести, релаксации напряжений и временной задержки сейсмических подвижек в геологических средах, что особенно актуально при анализе процессов индуцированной сейсмичности.

Современные плотные сейсмические сети позволяют выявлять специфические признаки флюид-индуцированной сейсмичности. Одним из важных открытий последних лет стало обнаружение землетрясений с гибридными волновыми формами (EHW - earthquakes with hybrid-frequency waveforms). Их отличительные особенности: более широкие импульсы P- и S-волн и низкочастотная coda, следующая за объемными волнами, указывающие на более длительную продолжительность источника. Это свидетельствует о медленных (slow) разрывах, которые представляют собой переход от асейсмического проскальзывания к сейсмическому очагу. Распространение таких гибридных событий в непосредственной близости от зон нагнетания интерпретируется как прямое полевое свидетельство роли асейсмического слипа в процессе инициирования сейсмичности.

Интенсивное развитие нефтегазовой отрасли и геотермальной энергетики привело к новым формам флюид-индуцированной сейсмичности:

- закачка попутных вод. Основной источник индуцированной сейсмичности в нефтегазовых регионах. Длительная закачка больших объемов попутных вод в глубокие поглощающие горизонты значительно повышает поровое давление на больших площадях, что может реактивировать региональные разломы.

- гидравлический разрыв пласта (ГРП). В отличие от закачки попутных вод, ГРП редко вызывает ощутимые землетрясения, так как операции кратковременны и объемы закачки меньше. Сейсмичность от ГРП обычно имеет малую магнитуду.

Современные исследования выделяют комплекс дополнительных механизмов, действующих в пористых средах при воздействии флюидов:

- пороупругий отклик массива: процессы инъекции или извлечения флюида из пласта вызывают не только изменение порового давления, но и деформацию окружающего породного массива. Это приводит к перераспределению напряжений, которое может опережать фронт диффузии давления и нагружать удаленные разломы.

- асейсмическое проскальзывание (слоу-слип): слабые зоны вблизи скважины могут начать медленно, без генерации сильных сейсмических волн, смещаться под действием закачки жидкости. Этот асейсмический фронт проскальзывания способен передавать

напряжения на соседние, более крупные и сейсмически активные разломы, вызывая их резкое разрушение [Кузьмин, 2025].

- термоупругие напряжения: в системах, связанных с закачкой охлажденного флюида (например, в геотермальной энергетике), возникают значительные термические напряжения, обусловленные контракцией пород, которые вносят дополнительный вклад в перераспределение напряжений.

В серии исследований [Турунтаев, Рига, 2017, Рига, Турунтаев, 2021, 2024] разработаны физико-математические модели индуцированной сейсмичности, возникающей при закачке флюидов в разломные зоны. На основе многоблочной модели скольжения и закона трения rate-and-state выявлены нелинейные эффекты связи роста порового давления с сейсмической активностью, количественно описаны условия перехода разлома от устойчивого (асейсмического) скольжения к неустойчивому (сейсмогенному) режиму, а также построена модель вложенных трещин, учитывающая обратную связь между фильтрацией флюида, изменением проницаемости разлома и динамикой подвижек.

В реальных условиях эти механизмы действуют не изолированно, а в сложной взаимосвязи, что определяет разнообразие проявлений флюид-индуцированной сейсмичности. Можно выделить несколько характерных сценариев развития флюид-индуцированной сейсмичности при закачке флюида в скважины, которые систематизированы в таб. 1.1.

Таблица 1.1. Сценарии развития флюид-индуцированной сейсмичности при закачке флюида в скважины.

№	Сценарий / Механизм	Основной процесс	Характерные проявления
1	Непосредственный отклик на закачку (рои микроземлетрясений)	Быстрая диффузия порового давления по проводящим разломам или высокопроницаемым зонам.	Кластеры микросейсмических событий, мигрирующие вместе с фронтом давления.
2	Запаздывающая (трейдинговая) сейсмичность	Медленные процессы: пороупругое нагружение, асейсмический слип, термоупругие напряжения	Крупные события, происходящие спустя дни, месяцы или даже годы после остановки инъекции.
3	Индуцирование сейсмических роев	Комбинированное воздействие на сложную сеть разломов. Асейсмическое проскальзывание может последовательно доводить до предела прочности множество небольших сегментов разлома.	Множество событий сравнимой магнитуды без четко выраженного главного толчка, продолжительные во времени

Подводя итог обзора флюид-индуцированной сейсмичности (ФИС), можно отразить её основные механизмы и проявления в таб. 1.2.

Таблица 1.2. Сравнительный анализ механизмов и проявлений флюид-индуцированной сейсмичности (ФИС)

№	Тип ФИС	Основной механизм	Глубина гипоцентра	Магнитуды	Факторы риска
1	Природная (сезонная)	Сезонная диффузия давления	Неглубокая и средняя	До 4	Интенсивность осадков/таяния, гидрогеологические свойства разреза
2	Водохранилища (РИС)	Объемная нагрузка + диффузия давления	Неглубокая и средняя (до 10-15 км)	До 6.3	Высота плотины, объем воды, тектоническая активность региона
3	Закачка	Долгосрочное повышение порового давления	Средняя и большая (часто >2 км)	До 5.8+	Общий объем и скорость закачки, наличие крупных разломов
4	Гидроразрыв пласта (ГРП)	Кратковременное повышение давления	Неглубокая (целевой пласт)	Обычно < 2	Критически напряженные разломы

Несмотря на прогресс, проблематика ФИС остается областью с большим количеством нерешенных вопросов:

1. Количественный прогноз максимально возможной магнитуды и временной задержки между началом воздействия и откликом. Особую сложность представляет запаздывающая сейсмичность, проявляющаяся после остановки закачки или через годы после заполнения водохранилища.

2. Роль асейсмических процессов: современные исследования показывают, что асейсмическое проскальзывание может играть критическую роль в передаче напряжений и инициировании более крупных сейсмических событий, что усложняет прогнозные модели.

3. Взаимодействие механизмов: относительный вклад диффузии давления, пороупругих эффектов и термоупругих напряжений в конкретных геологических условиях требует более точной количественной оценки.

4. Проблема атрибуции: однозначное разделение "природной" и "индуцированной" компоненты в сейсмически активных регионах (например, в зонах нефтедобычи Калифорнии или на Кавказе) часто затруднено.

Современные исследования смещаются в сторону комплексного мониторинга, включающего высокоточную сейсмологию, данные о деформациях земной поверхности (InSAR, GPS) и гидрогеологическое моделирование.

Таким образом, выше перечислены свидетельства связи возникновения землетрясений и флюида как в естественных условиях, так и вследствие деятельности человека. В некоторых из этих работ утверждается, что флюид вызывает землетрясения, относящиеся к особенному типу сейсмичности – так называемые, сейсмические рои, остановимся на них подробнее.

1.4. Сейсмические рои

Сейсмические рои представляют собой особый тип кластеризованной сейсмичности. Под роем обычно понимают группу землетрясений, локализованную в ограниченном объёме, характеризующуюся повышенным уровнем активности по сравнению с фоном и не имеющую выраженного главного события, то есть энергетически доминирующего землетрясения. Часто (хотя и не всегда) магнитуды событий в рое сначала плавно возрастают, затем на некотором интервале остаются примерно постоянными, а затем постепенно уменьшаются.

Одно из первых описаний подобного типа активности связывают с работой Knett, где анализировалась длительная низко-магнитудная сейсмичность в районе Хартенбергских (Фогтландских) землетрясений 1824 года [Knett, 1899]. В дальнейшем рои были зафиксированы во многих регионах с различными геодинамическими условиями: в областях активного вулканизма, в зонах разломов и в внутриконтинентальных районах [Dahm and Brandsdottir, 1997; Wyss et al., 1997; Lees, 1998; Dreger et al., 2000; McNutt, 2005, Horálek and Fischer, 2008, Ibs-von Seht et al., 2008; Déverchère et al., 2001; Sanford et al., 2002; Klinge et al., 2003].

Классическое разделение типов сейсмических последовательностей предложено Моги [Mogi, 1963]. В соответствии с его классификацией выделяются три основные группы (рис. 1.1):

1. **Главное событие–афтершоковая последовательность**, при которой основная доля энергии аккумулируется в одном сильном событии, а последующие землетрясения интерпретируются как афтершоки, подчиняющиеся закону Омори;

2. **Форшок–главное событие–афтершоковая последовательность**, в которой перед главным событием наблюдается постепенный рост активности за счёт форшоков;

3. **Рой**, характеризующийся постепенным увеличением, а затем уменьшением числа событий без явно выделяющегося главного землетрясения, при этом энергия распределяется более равномерно во времени [Mogi, 1963, J. Farrell et al., 2009].



Рис. 1.1. Схематические графики зависимости числа землетрясений от времени для трех типов последовательностей землетрясений по Моги (1963)

Для выделения роев и других типов последовательностей предложен ряд алгоритмов кластеризации, основанных на анализе временных интервалов и расстояний между событиями [Reasenberг, 1985; Youngs et al., 1987; Waite, 1999]. Однако существенной проблемой остаётся разделение собственно роев и афтершоковых последовательностей крупных землетрясений [Ziv, 2006]. Для решения этой задачи широко применяется стохастическая модель ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence), позволяющая статистически разделить события, обусловленные внешними воздействиями (например, флюидными), и землетрясения, являющиеся результатом каскадного афтершокового процесса [Hainzl, Ogata, 2005].

Рои могут быть связаны с различными физическими механизмами. Часть из них имеет явную вулканическую природу, другая часть наблюдается в невулканических областях. В ряде случаев удаётся показать, что фронт сейсмической активности распространяется пропорционально фронту диффузии флюида [Shapiro et al., 1997], что является аргументом в пользу флюидной инициации. Для этого строятся пространственно-временные диаграммы сейсмичности и сравниваются с расчётными кривыми диффузии порового давления.

Сейсмические рои можно разделить на **вулканические** и **невулканические**.

Вулканические рои. Вулканические рои возникают в областях активного вулканизма и обычно связаны с продвижением магмы и газов из глубинных уровней в верхнюю кору, характеризуются высокой скоростью миграции гипоцентров (5-10 км/сутки) и часто предшествуют извержениям [Fischer et al., 2023]. Продолжительность таких роев может составлять от нескольких суток до месяцев и даже лет, что отражает эволюцию магматической системы. Помимо роев, непосредственно расположенных в пределах вулканического сооружения, описаны периферийные рои [White, Power, 2001], возникающие на расстоянии до 20 км от вершины, за пределами предполагаемого поля магматического тела [Legrand et al., 2002]. В этих случаях механизм возникновения роев связывают с передачей механической деформации от магматической камеры на локальные водоносные горизонты и разломы, где флюид (вода или газ) играет роль посредника в иницировании разрушения.

Вулканические рои часто сопровождаются разнообразными типами сейсмических сигналов. На основе широкополосных наблюдений выделены:

- высокочастотные (8–12 Гц) вулканотектонические землетрясения, возникающие в результате разрыва пород под действием избыточного давления магмы;
- низкочастотные (1–5 Гц) события, связанные с движением газонасыщенного флюида в магматических и гидротермальных системах;
- гибридные события, представляющие собой комбинацию высоко- и низкочастотных компонентов [McNutt, 2000a; Kedar et al., 1996, 1998];
- очень длиннопериодные (более десятков секунд) колебания, интерпретируемые как проявление медленного перемещения флюида в крупных каналах и трещинах [Kumagai et al., 2003].

Невулканические рои. Ряд роев регистрируется в регионах, удалённых от активных вулканов. Они обнаружены, в частности, в Шотландии, Фогтланде, Новой Зеландии, Гималаях и континентальных рифтах [Ли и Стюарт, 1981; Каяль, 1983]. Анализ сводных данных по рифтовым зонам (Рио-Гранде, Кения, Эгер) показывает, что роевая сейсмичность в этих регионах приурочена к ослабленным хрупким областям нижней литосферы, через которые магма или флюид может проникать из верхней мантии [Ibs-von Seht et al., 2008].

Невулканические рои — это группы землетрясений, которые никак нельзя связать с деятельностью вулканов, которые возникают в невулканических областях, механизм их возникновения не всегда ясен.

Для невулканических роев одним из наиболее обсуждаемых механизмов является флюидная инициация, обусловленная небольшими изменениями порового давления в метастабильной среде. В частности, такая интерпретация предлагается для роев в Коринфском заливе, где допускается, что флюид может поступать либо из глубины, либо с поверхности (в результате инфильтрации осадков), либо сочетать оба источника [Bernard, 2006; Bourouis, Cornet, 2009; Lambotte et al., 2014].

Невулканические сейсмические рои представляют собой одно из наиболее характерных проявлений флюидной активации разломных систем. В условиях повышенного порового давления происходит постепенная активация участков разлома, начиная с наиболее напряженных зон, что приводит к каскадному распространению сейсмической активности [Сарра et al., 2019]. Химическое взаимодействие флюидов с породой (растворение минералов, изменение pH) создает положительную обратную связь, усиливая проницаемость и способствуя дальнейшей миграции флюидов [Plümper et al., 2017].

Анализ сейсмических роев в различных регионах мира показывает существенные различия в скоростях их миграции. В зонах субдукции, таких как Чили и Эквадор, наблюдаются рои со скоростью миграции 3.5-10 км/сутки [Holtkamp, Brudzinski, 2011]. В рифтовых зонах, например в Коринфском рифте, скорости миграции составляют 0.3-2.5 км/сутки [Raschiani, Lyon-Caen, 2009]. Такие различия отражают разные механизмы инициации роевой активности [Кузьмин, 2020].

Особый интерес представляют рои, образующиеся в зонах сегментации тектонических структур. В зоне субдукции на севере Чили было обнаружено разделение меганадвигов на сегменты — области медленного и быстрого скольжения, которые различаются по литологии, геометрии, неоднородности напряжений и подводу жидкости [Münchmeyer et al., 2023]. Эти наблюдения показывают, что структурные неоднородности играют основную роль в формировании пространственно-временных паттернов роевой активности.

Внутриплитные рифты представляют собой уникальные геодинамические системы, где высокая сейсмическая активность возникает в условиях относительно низких скоростей тектонического растяжения (1–15 мм/год), что делает их объектами для изучения механизмов флюид-индуцированной сейсмичности в отсутствие доминирующего тектонического напряжения [Braunmiller et al., 2022]. Эти зоны характеризуются сложным взаимодействием гравитационных сил, глубинных мантийных процессов и миграции флюидов, создающих условия для возникновения как умеренных землетрясений (M_w 4.0–6.0), так и интенсивных сейсмических роев [Baltay et al., 2022]. Современные исследования показывают, что в рифтовых зонах до 70% сейсмической энергии высвобождается в виде роевой активности, что указывает на доминирующую роль локальных факторов, таких как флюидная активация разломов, по сравнению с региональной тектоникой [Dublanche et al., 2021].

Геодинамические особенности рифтовых зон создают благоприятные условия для флюидной миграции и сейсмической активизации. Высокая степень трещиноватости и повышенная проницаемость разломных систем (на 2–4 порядка выше, чем в окружающих породах) обеспечивают эффективные каналы для вертикального перемещения глубинных флюидов из мантии и астеносферы [Kapetanidis et al., 2024]. В Коринфском рифте наблюдается интенсивная дегазация CO_2 и He, что свидетельствует о наличии путей миграции флюидов из глубоких горизонтов на глубины менее 10 км [Kaviris et al., 2021]. Гравитационная разгрузка в условиях активного рифтообразования снижает эффективные нормальные напряжения на разломах, создавая условия для активизации даже при умеренных поровых давлениях [Сотолонго-Коста и др., 2023].

В литературе [Hirose et al., 2014; De Barros et al., 2020; Bhattacharya & Viesca, 2019; Кузьмин, 2025] активно обсуждается роль асейсмического скольжения в развитии сейсмических роёв, в частности, в рифтовых зонах. Геодезические наблюдения в Коринфском рифте показывают, что до 50–60% деформации происходит в асейсмическом режиме, особенно в периоды повышенной гидрологической нагрузки [Kapetanidis et al., 2024]. Это скольжение, вызванное снижением трения по разломам под действием флюидов, перераспределяет напряжения на соседние участки, доводя их до критического состояния [Danré et al., 2024].

Таким образом, можно систематизировать проявления сейсмических роёв в таб. 1.3, которая разделяет их по геодинамическим обстановкам.

Таблица 1.3. Сейсмические рои по типу геодинамической обстановки.

№	Тип обстановки / Причина	Характерные регионы	Особенности проявления
1	Вулканические и гидротермальные зоны	Япония, Центральная Италия, Исландия, Афар	Классические примеры, связанные с миграцией магмы и гидротермальных флюидов перед и во время извержений.
2	Области четвертичного вулканизма	Рудные горы (Чехия/Германия), массив Вогезы.	Длительные исторические записи роевой активности (известны с XVI века), вызванные гидротермальной циркуляцией
3	Внутриплитные условия	Невада, Оклахома, Южная Каролина (США), Шотландия.	Продолжительные рои в традиционно асейсмичных районах. Рой в Элгине (Южная Каролина) стал самым длинным в истории штата.
4	Рифты и Срединно-океанические хребты	Коринфский рифт, Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие.	Многочисленные землетрясения на небольшой площади за короткое время, связанные с рифтогенезом и флюидным режимом.
5	Последствия техногенного воздействия	Районы добычи полезных ископаемых, геотермальные месторождения.	Запаздывающая сейсмичность, индуцированная длительными изменениями напряженного состояния массива.

Современные методы идентификации сейсмических роёв основаны на алгоритмах машинного обучения и пространственно-временном анализе. Автоматические методы кластеризации используют евклидово расстояние между событиями в пространственно-временном окне, где радиус кластеризации определяется на основе статистических свойств фоновой сейсмичности [Ross et al., 2019]. Глубокое обучение позволяет классифицировать рои по их генетической природе с точностью до 95% на основе спектральных характеристик сейсмических сигналов и пространственных корреляций, что значительно улучшает качество мониторинга сейсмического риска [Zhang et al., 2022].

Литература по сейсмическим роям, в основном, посвящена анализу пространственно-временной структуры роя (миграции эпицентров, длительности последовательности и т.п.), которого недостаточно для однозначного выделения флюидного механизма среди других возможных триггеров. Для диагностики природы роев и сравнения различных сценариев (вулканический, невулканический, техногенно-индуцированный) необходимо привлекать количественные характеристики сейсмического режима, чувствительные к изменениям напряжённого состояния и роли флюида.

К числу таких характеристик относится наклон графика повторяемости землетрясений *b-value*, который интегрально отражает соотношение сильных и слабых событий в данной области и связан с уровнем напряжений и структурной неоднородностью среды [Смирнов, Пономарев, 2020]. Анализ пространственно-временных вариаций *b-value* в роях позволяет проследивать эволюцию состояния разломной зоны и выявлять признаки перехода системы к неустойчивому режиму, что делает этот параметр естественным инструментом для проверки гипотезы о флюидной природе роев.

Для вулканических областей показано, что *b-value* часто повышен по сравнению с тектоническими регионами, что связывают с высокой трещиноватостью, ограниченной длиной разломов и повышенным поровым давлением в гидротермальных системах [Sanchez et al., 2004; McNutt, 2005]. Пространственное распределение *b-value* над магматическими очагами характеризуется значительными вариациями: области с примерно «нормальным» значением ($b-value \approx 1$) соседствуют с зонами аномально высоких значений (*b-value* до 3 и более). Такие аномалии часто локализуются над предполагаемыми магматическими телами или зонами активного газовыделения (На вулканах: г. Сент-Хеленс и г. Спурр, Аляска [Wiemer and McNutt, 1997], вулкан Офф-Ито, Япония [Wyss et al., 1997], Кальдера Лонг-Вэлли и Мамонт Маунтин, Калифорния [Wiemer et al., 1998], Суфриер-Хиллз, Монтсеррат [Power et al., 1998], г. Этна, Италия [Murru et al., 1999], Katmai, Alaska [Jolly and McNutt, 1999], г. Redoubt, Аляска [Wiemer and Wyss, 2000], Килауэа, Гавайи [Wyss et al., 2001] и г. Пинатубо, Филиппины [Санчес и др., 2004]).

Большинство исследований показали, что, в целом, *b-value* повышен на глубинах 7-10 км, где землетрясения происходят в предполагаемых магматических телах, большей температуры, чем окружающая среда. Кроме того, некоторые исследования также показывают значимо высокие аномалии на глубинах в 3-4 км., связывая эти аномалии с процессами газификации магмы [Nutt, 2005].

При детальном анализе временной эволюции вулканических роев обнаружены характерные последовательности изменений *b-value*: на стадии подготовки извержения *b-value*

может увеличиваться, затем держаться на относительно постоянном уровне и, наконец, снижаться перед основным этапом разрушения [Glaowicz et al., 1974; SCARLA et al., 1983]. Эти вариации интерпретируются как отражение динамической эволюции поля напряжений и перераспределения деформации вблизи магматической камеры и связанных с ней разломных зон.

Изменения наклона графика повторяемости отражают динамическую эволюцию поля напряжений: постепенное уменьшение интенсивности (и / или начало переориентации осей) поля напряжений; период, характеризующийся устойчивым состоянием, более или менее резкое увеличение интенсивности (и / или продолжение переориентации осей) поля напряжений вплоть до начала сильного землетрясения и до раскрытия изверженных трещин.

В отличие от вулканических областей, временные и пространственные изменения *b-value* в невулканических сейсмических роях, предположительно инициированных флюидами, исследованы значительно слабее. В доступной литературе, за исключением отдельных исследований [Vorobieva et al, 2020], практически отсутствуют работы, где бы подобный анализ проводился систематически. Этот пробел особенно важен в контексте флюидной инициации, поскольку совместная эволюция активности и *b-value* может служить опорой к реконструкции физического механизма роевой сейсмичности.

Подводя итоги обзора сейсмических роев, можно сказать, что сейсмические рои являются наглядным проявлением флюидного триггера в сейсмическом процессе. Их пространственно-временное развитие часто отражает миграцию фронта давления флюида по системе разломов.

Особый интерес представляет феномен запаздывающей сейсмичности, когда наибольшие по магнитуде события происходят уже после прекращения поступления флюида. Анализ этого явления показывает, что оно может быть обусловлено сложным сочетанием механизмов такими как медленные физико-химические процессы и асейсмическое проскальзывание, которое постепенно перераспределяет напряжения на соседние, более крупные и критически напряженные участки разломов, в конечном итоге вызывая их разрушение. Этот механизм напрямую связывает продолжительные рои слабых событий с возможностью последующего сильного землетрясения.

Роевая активность создает серьезные проблемы для оценки сейсмической опасности:

1. Непредсказуемость окончания. Невозможно спрогнозировать, когда активность роя прекратится.

2. Неопределенность энергетического (магнитудного) потенциала. Не известно, произойдет ли в рамках роя событие с магнитудой, превышающей уже наблюдавшиеся. Ярким примером является землетрясение в Л'Аквиле (Италия, 2009 г., $M_w = 6.3$), которому предшествовала роевая активность с магнитудами 1-3.

Таким образом, сейсмические рои являются неотъемлемым, а зачастую и доминирующим компонентом проявления флюид-индуцированной сейсмичности в самых различных геодинамических условиях. Их изучение критически важно для понимания физики подготовки землетрясений, оценки рисков и разработки стратегий безопасного освоения недр.

Натурные условия накладывают существенные ограничения на интерпретацию: отсутствует контроль над источниками флюида и режимом его поступления, плохо известны реальные поля напряжений и параметры проницаемости среды, а наблюдаемая сейсмичность представляет собой результат наложения нескольких геодинамических процессов. В таких условиях трудно однозначно связать наблюдаемые изменения *b-value* и активности с конкретным физическим механизмом. Естественным способом преодолеть эти ограничения является обращение к лабораторному моделированию, где отдельные факторы (напряжённое состояние, свойства флюида, режим его введения) могут варьироваться независимо и контролируемо.

1.5. Лабораторное моделирование флюидной инициации сейсмического режима

Лабораторное моделирование разрушения геоматериалов и сопутствующей акустической эмиссии является важнейшим инструментом изучения процессов подготовки землетрясений [Смирнов, Пономарев, 2020]. В контролируемых условиях можно целенаправленно изменять параметры напряжённо-деформированного состояния образца, его порово-трещинную структуру и условия флюидного насыщения, что позволяет выявлять фундаментальные закономерности, недоступные прямому наблюдению в недрах.

Акустическая эмиссия (АЭ), регистрируемая при деформировании образцов, рассматривается как лабораторный аналог естественной сейсмичности. И в случае АЭ, и в случае землетрясений источником сигналов является развитие разрывов в твёрдом теле, отличающихся главным образом масштабом по времени и пространству. Под акустическим режимом, по аналогии с сейсмическим режимом, понимают совокупность событий АЭ, описываемую в пространственно-временной и энергетической постановке.

Существенной методической проблемой является соблюдение критериев подобия между лабораторной моделью и природным объектом. На практике в одном эксперименте

невозможно одновременно обеспечить подобие по всем параметрам (масштабы, напряжения, скорость деформации, вязкоупругие свойства среды и т.п.). Поэтому лабораторные исследования, как правило, ориентированы на воспроизведение отдельных аспектов процесса: статистической структуры каталога событий, особенностей предварительной стадии разрушения, влияния флюида и т.п. При этом статистическое самоподобие сейсмичности и успехи в моделировании очагов землетрясений на лабораторных образцах оправдывают использование АЭ как модели сейсмического процесса в широком диапазоне масштабов.

Таким образом, понятие “моделирование землетрясений” следует понимать не как физическое моделирование процесса строго подобного землетрясению, а как создание динамического лабораторного аналога, который устойчиво воспроизводит отдельные стороны и фазы развития очага землетрясения и реализует существенные особенности разрушения среды.

В качестве динамической модели формирования реальных очагов землетрясений может рассматриваться зарождение и эволюция макроразрыва в масштабе лабораторных экспериментов, что позволяет перейти к моделированию сейсмического режима.

Различные режимы нагружения, задаваемые исследователем, позволяют получить широкий спектр сейсмоакустических откликов и других регистрируемых параметров, на основе которых возможно построение моделей развития сейсмического процесса, инициируемого внешними воздействиями. Лабораторный эксперимент обеспечивает создание аналогов реальных сейсмических каталогов на основе регистрации и локализации акустических событий. Акустическая эмиссия в этих экспериментах рассматривается как модель реального сейсмического процесса, статистически самоподобного в широком диапазоне масштабов в пространственной, временной и энергетической областях.

Экспериментальные исследования подтверждают существенное влияние температурных воздействий на процессы разрушения геоматериалов в лабораторных условиях. В частности, в работах Шкуратника В.Л., Вознесенского А.С. и др. [Шкуратник и др., 2015] была впервые обоснована теория термостимулированных разрушений, в которой основная роль отводится концентраторам напряжений, локализованным в однородной матрице материала.

Особое место занимают эксперименты, в которых флюид вводится в уже нагруженный образец. В Институте физики Земли РАН была проведена серия опытов по инициированию разрушения модельных материалов путём внесения жидкости в механически нагруженный образец без существенного повышения порового давления [Соболев и др., 2006; Соболев и др., 2010; Соболев, Пономарев, 2011]. В ряде экспериментов вода подавалась в заранее пробурённые в образцах скважины или в уже сформировавшиеся трещины; в

других опытах жидкость вносилась на свободную поверхность образца после его предварительного нагружения. Показано, что во всех случаях введение флюида инициирует акустическую эмиссию.

Заключение к главе I

Современные исследования флюидной инициации сейсмичности демонстрируют значительные достижения в понимании отдельных механизмов, однако сохраняются фундаментальные разрывы в интегральном представлении этого процесса. Остается проблемой идентификация доминирующих триггерных факторов в условиях конкурирующих механизмов: в 60–70% случаев природных сейсмических роев невозможно однозначно определить, является ли инициатором изменение порового давления, химическое взаимодействие или поверхностная нагрузка [Manga et al., 2023]. Отсутствие четких критериев для различения этих механизмов затрудняет прогнозирование сейсмического отклика в регионах антропогенного воздействия.

Недостаточно изучена связь между статистическими параметрами сейсмических роев и физическими процессами флюидной активации. Хотя параметры *b-value*, фрактальная размерность и скорости миграции широко используются для классификации роев, их физическая интерпретация остается неопределенной: низкие значения *b-value* (<0.8) могут указывать как на подготовку крупного события, так и на локальную гетерогенность напряжений [De Barros et al., 2020]. Современные методы машинного обучения позволяют классифицировать рои с высокой точностью, но не обеспечивают физического объяснения механизмов их формирования [Zhang et al., 2022]. Особенно остро стоит проблема интерпретации двухрежимной миграции гипоцентров, где разграничение гидравлического разупрочнения и диффузионных процессов требует комплексного анализа гидрологических временных рядов [Dublanche et al., 2021].

Ограниченная переносимость результатов лабораторных экспериментов на природные условия остается серьезным барьером для практического применения. Масштабный эффект проявляется в различии характерных времен: диффузия порового давления в лабораторных образцах (размером 0.1–1 м) происходит за минуты-часы, тогда как в природных системах (масштабы 1–10 км) этот процесс занимает месяцы-годы [Shapiro et al., 2021]. Лабораторные исследования демонстрируют снижение прочности на 20–40% при увеличении порового давления на 10–15%, однако в полевых условиях этот эффект модулируется геометрией разломов, анизотропией напряжений и химическими взаимодействиями, что не учитывается в существующих моделях масштабирования [Benson et al., 2020].

Прогнозирование сейсмических роев на основе гидрологических параметров сталкивается с проблемой нелинейной реакции среды. Анализ данных по водохранилищам показывает, что одинаковые изменения уровня воды могут вызывать различную сейсмическую реакцию в зависимости от предыстории напряжений и состояния разломной системы [Gupta et al., 2020]. Отсутствуют количественные модели, связывающие сезонные гидрологические циклы с вероятностью возникновения сильных землетрясений, что критически важно для регионов с высокой антропогенной нагрузкой [Smirnov et al., 2022].

Обзор литературных данных и результатов лабораторного моделирования позволяет сделать следующие обобщения.

1. Сейсмическая активность может инициироваться и модифицироваться широким спектром флюидных процессов: атмосферными осадками и снеговой нагрузкой, изменениями уровня грунтовых вод, заполнением и эксплуатацией водохранилищ, закачкой и откачкой жидкости в глубокие скважины. Во всех этих случаях флюид выступает как внешний по отношению к тектоническому процессу фактор, способный переводить систему из метастабильного состояния к неустойчивому.

2. На основе натуральных и экспериментальных данных можно выделить по меньшей мере три механизма флюидной инициации разрушения:

- увеличение напряжений за счёт поверхностной нагрузки (вода, снег, масса водохранилища);
- изменение порового давления при движении флюида в недрах (магма, гидрологический флюид) и его диффузионное распространение по разломной сети;
- изменение физико-химических свойств контактов (эффект Ребиндера и родственные явления), приводящее к снижению прочности пород.

3. В многочисленных случаях влияние флюида проявляется в виде особого сейсмического режима — сейсмических роев. Роевая активность представляет собой яркий индикатор протекающих в земной коре процессов, развивающихся в интервалах времени от часов до месяцев и сопровождающихся локальной переорганизацией напряжённого и порово-трещинного состояния.

4. Для вулканических роев флюидная природа (магма, газ) очевидна: высокое давление и температура магматического флюида определяют динамику процесса. Для невулканических роев флюидный механизм широко обсуждается в последние годы, обычно связан с существенно меньшим по величине поровым давлением, меньшей вязкостью флюида (вода, водные растворы) и относительно невысокими температурами.

5. Несмотря на большое количество наблюдений, детальные исследования вариаций параметров сейсмического режима в процессе развития роев (в частности, совместной динамики активности и параметра *b-value*) остаются фрагментарными. Основное внимание традиционно уделялось пространственно-временной структуре роев, тогда как их энергетические характеристики изучены значительно меньше.

6. Лабораторное моделирование сейсмического режима при флюидной инициации показывает, что даже слабое внешнее флюидное воздействие на нагруженный образец способно инициировать каскад микроразрушений, воспроизводящий основные черты природных сейсмических роев. Физический эксперимент, таким образом, является мощным инструментом исследования динамики сейсмической активности и установления количественных связей между параметрами внешнего воздействия, состоянием среды и статистическими характеристиками сейсмического режима.

Для продвижения в понимании флюидной инициации сейсмических роев, в настоящем исследовании выбраны два репрезентативных объекта с различными механизмами флюидной инициации.

Коринфский рифт (Греция) представляет собой типичную природную рифтовую систему, где сейсмические рои возникают в условиях взаимодействия тектонических напряжений и миграции флюидов. Этот регион характеризуется наличием как роев с отчетливой пространственной миграцией (2003–2004 гг.), так и событий с гибридной структурой (2001 г.), что позволяет изучить влияние флюидного режима (устойчивого vs. эпизодического) на характеристики сейсмической активности.

Район водохранилищ Койна-Варна (Индия) является классическим примером техногенно-индуцированной сейсмичности с полувековой историей наблюдений, демонстрирующим как немедленную реакцию на изменение уровня воды, так и отсроченные эффекты, связанные с диффузией порового давления. Длительный период наблюдений и четкие сезонные циклы водного режима обеспечивают уникальную возможность для количественного анализа связи между гидрологическими параметрами и динамикой сейсмической активности.

Таким образом, настоящее исследование направлено на прояснение особенностей флюидной инициации сейсмических роев, что может помочь в преодолении разрывов в понимании флюидной инициации сейсмичности через оценку взаимосвязей между гидрологическими параметрами и статистическими характеристиками сейсмических роев.

Глава II. Методы оценки характеристик сейсмического и акустического режимов¹

Во II главе рассмотрены методы оценки характеристик сейсмического и акустического режимов, применявшиеся в работе. Общепринятые и ранее опубликованные методики изложены лишь в общих чертах (см., например, [Смирнов, Пономарев, 2020]). Новый параметр цикла разрушения q , предложенный научным руководителем автора В.Б. Смирновым, а также модифицированный метод вычисления наклона графика повторяемости (участие в его выводе принимал автор) описаны подробно в соответствии с [Потанина и др., 2011].

2.1 Определение представительности данных (представительной магнитуды)

Анализ сейсмических данных начинается с оценки качества исходного каталога, в частности определения пороговой магнитуды, выше которой регистрируются все события, происходящие в изучаемом регионе. Этот порог называется представительной магнитудой, и его корректное определение является критически важным шагом при обработке сейсмологических данных.

Методики определения представительной магнитуды основаны на фундаментальном свойстве сейсмичности — распределении землетрясений по магнитудам, подчиняющемся степенному закону Гутенберга-Рихтера (что описано во многих исследованиях [Wiemer, 2009; Mignan, Woessner, 2012, и др.]). При наличии полного набора данных график повторяемости имеет линейный характер в логарифмических координатах. Однако в реальных сейсмических каталогах часто наблюдается неполнота регистрации слабых событий, что проявляется в виде "загиба" графика повторяемости на малых магнитудах, когда точки оказываются ниже теоретической линии.

Для определения представительной магнитуды используется статистический подход, предложенный Писаренко [в Писаренко, 1989; Садовский, Писаренко, 1991], который автоматизирует процесс выявления перехода от полной регистрации к неполной. Метод основан на анализе отклонений распределения магнитуд от степенного закона и позволяет объективно определить пороговую магнитуду.

В настоящей работе для расчета представительной магнитуды применялась программа CompleteMag, разработанная В.Б. Смирновым [Смирнов, 1997; 2009]. Эта

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Бернар П.** Особенности развития сейсмической роевой активности в Коринфском рифте в 2000-2005 гг. // Физика Земли. – 2011. – № 7. – С. 54-66. – EDN: NXQHND

программа реализует подход Писаренко и позволяет проводить оценки в скользящих пространственно-временных окнах, что дает возможность отслеживать вариации порога регистрации как во времени, так и в пространстве. Особенность методики заключается в том, что оценки проводятся в каждой ячейке с заданным шагом перемещения, что обеспечивает детальное картографирование статистических свойств сейсмического режима.

Определение представительной магнитуды имеет принципиальное значение для последующего анализа, поскольку использование данных ниже порога регистрации приводит к систематическим ошибкам в оценках параметров сейсмического режима. Порог регистрации может меняться во времени в связи с модернизацией сети наблюдений, изменениями чувствительности сейсмометров или условиями их эксплуатации. Поэтому анализ временной эволюции представительной магнитуды позволяет оценить качество данных на разных этапах наблюдений и учесть возможные артефакты при интерпретации результатов.

2.2 Оценка наклона графика повторяемости землетрясений

Наклон графика повторяемости землетрясений (*b-value*) является одним из важных параметров, характеризующих сейсмический режим. В сейсмологии для оценки *b-value* методом максимального правдоподобия по не группированной выборке чаще всего используется формула, предложенная К.Аки [Аки, 1965] (см. ниже, формула (2.1)). Судя по оригинальной публикации [Аки, 1965], формула была выведена автором самостоятельно, хотя оценка максимального правдоподобия для параметра экспоненциального распределения (к которому сводится закон Гутенберга-Рихтера) была известна в теоретической статистике и раньше [Kendall, Stuart, 1961] (в русском более позднем переводе [Кендал, Стюарт, 1973]). Этот подход имеет недостаток при применении его к разновеликим выборкам, что особенно актуально при анализе сейсмических роев и лабораторных экспериментов с акустической эмиссией.

Для не группированной выборки, цензурированной снизу по магнитуде M_0 (обычно это величина представительной магнитуды), наклон графика повторяемости оценивается по формуле:

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_0} \cdot \frac{1}{\ln 10} \quad (2.1)$$

где \bar{M} — среднее значение магнитуды в выборке, M_0 — минимальная магнитуда.

Стандартная ошибка оценки определяется как:

$$S_b = \frac{b}{\sqrt{N}}$$

где N — количество событий в выборке.

В случае сейсмического режима нестационарного по величине сейсмической активности при использовании временных окон заданной длительности возникает проблема некорректной оценки b -value по формуле (2), приводящая к артефактной анти-корреляции величин b -value и активности. На рис. 2.1 представлены графики повторяемости, построенные в некотором временном окне при большей (1) и меньшей (2) величине активности. Подчеркнем, что наклон графика повторяемости в этом примере неизменен, а меняется только величина активности.

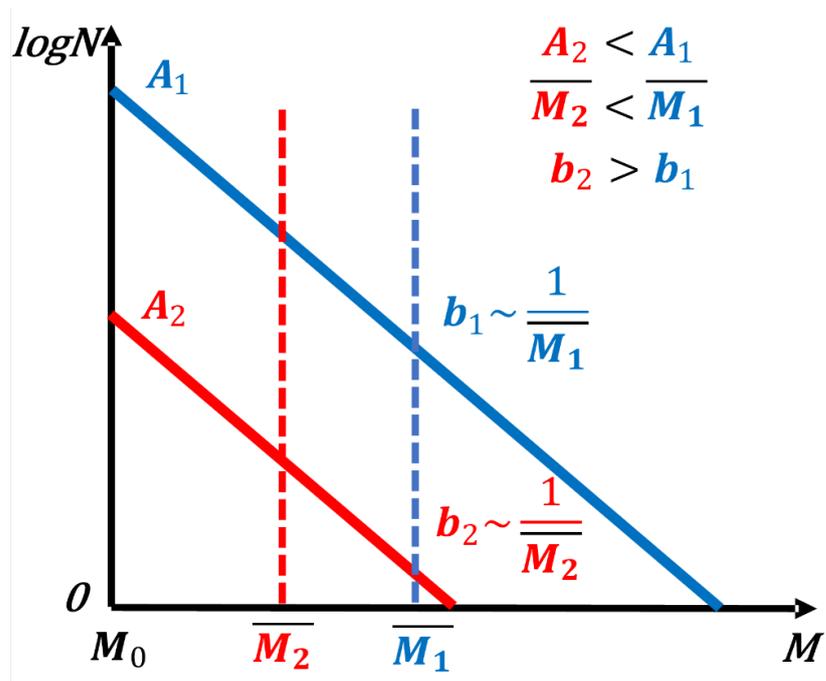


Рис. 2.1. Схема графиков повторяемости для одного временного окна, но двух уровней величины активности: $A_2 < A_1$ и одним и тем же значением b -value!

На рис. 2.1 видно, что при большей активности в выборку (в заданном окне) попадают более сильные землетрясения, чем при меньшей активности. Как следствие этого при большей активности средняя магнитуда оказывается больше, чем при меньшей активности. В таком случае, в соответствии с формулой (2) при большей активности оценка b -value будет меньшей величины, чем при меньшей активности. Если этот эффект не учитывать, то будет обнаружена ложная анти-корреляция b -value и активности. Аналогичный эффект возникнет при использовании окон различной длительности даже для стационарного сейсмического режима – будет наблюдаться анти-корреляция величины b -value и длительности окна. Для нивелирования этого эффекта нами была предложена модификация процедуры оценки величины наклона графика повторяемости [Потанина и др., 2011].

Модифицированная методика опирается на оценку максимального правдоподобия параметра экспоненциального распределения α для цензурированной выборки:

$$p = \frac{\alpha e^{\alpha X_1}}{1 - e^{-\alpha(X_2 - X_1)}} e^{-\alpha x}, \quad x \in [X_1, X_2]$$

где X_1 и X_2 — границы цензурирования.

Логарифм функции правдоподобия для этого распределения имеет вид:

$$\ln L = N \ln \alpha + N \alpha X_1 - \alpha \sum_{i=1}^N x_i - N \ln(1 - e^{-\alpha(X_2 - X_1)})$$

Производная по параметру α :

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = \frac{N}{\alpha} - N \frac{\Delta X}{e^{\alpha \Delta X} - 1} - \frac{N}{\alpha_0}$$

где $\Delta X = X_2 - X_1$ и $\alpha_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i - X_1$.

Оценка максимального правдоподобия для α получается из условия $\frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = 0$:

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{1}{\alpha_0} + \frac{\Delta X}{e^{\alpha \Delta X} - 1} \quad (2.2)$$

Решение этого уравнения дает ОМП для α . Стандартная ошибка оценки:

$$S_\alpha = \frac{\alpha}{\sqrt{N}} \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{\alpha \Delta X}{e^{\alpha \Delta X} - 1}\right)^2 e^{\alpha \Delta X}}} \quad (2.3)$$

Для распределения Гутенберга-Рихтера ($p \sim 10^{-bM} = e^{-bM \ln 10}$) параметры b и S_b вычисляются как:

$$b = \frac{\alpha}{\ln 10} \quad (2.4)$$

$$S_b = \frac{S_\alpha}{\ln 10} \quad (2.5)$$

В работе [Смирнов, Завьялов, 2012] отмечается, что формулы для ОМП для b -value по не группированной цензурированной выборке в историческом плане неоднократно выводились сейсмологами на основе соответствующей оценки параметра экспоненциального распределения [Page, 1968; Pickering et al., 1995; Потанина и др., 2011]. Первая такая оценка

была представлена в диссертации Г. Куллдорфа [Kulldorff, 1961] (русский перевод [Куллдорф, 1966]) даже раньше, чем появилась формула Аки [Aki, 1965]. Последний из известных нам повторов вывода формулы ОМП по цензурированной выборке для не группированных значений был сделан в [Liu et al., 2020] для исследований данных лабораторных экспериментов. Обсуждения модификаций формулы Аки для сейсмологических исследований для группированных и цензурированных выборок можно найти в [Bender, 1983; Marzocchi, Sandri, 2009; Писаренко и др., 2023].

При анализе экспериментальных данных в качестве верхней границы цензурирования, мы предложили в качестве X_2 принимать магнитуду сильнейшего события в выборке [Потанина и др., 2011]. Это создает некоторую систематическую погрешность (так как подразумевается невозможность возникновения событий с магнитудой большей, чем X_2 , хотя на самом деле их вероятность отлична от нуля), но нивелирует артефактную анти-корреляцию значений b -value и сейсмической активности, о которой говорилось выше. Для получения надежных оценок при работе во временных окнах при нестационарной активности рассматривались две предельных оценки: формула (2.1) рассматривалась как оценка сверху, формула (2.4) — оценка снизу истинного значения параметра b -value. В качестве рабочей оценки b -value бралось среднее из оценки сверху и снизу.

Модифицированный метод оценки b -value позволяет устранить влияние величины сейсмической активности на оценку наклона графика повторяемости для фиксированных временных окон. Это особенно важно при изучении временной эволюции параметров сейсмического режима в роевых последовательностях (и лабораторных экспериментах), где наблюдается быстрая динамика изменения сейсмической или акустической активности. Специальные тесты показали, что различие между стандартной и модифицированной оценками становится существенным при $\Delta M = M_2 - M_1 < 2$, что часто имеет место в лабораторных исследованиях.

2.3 Оценки сейсмической и акустической активности, фрактальной размерности области гипоцентров (d), размера роя (L) и параметра цикла разрушения (q).

Сейсмическая (акустическая) активность является основной характеристикой интенсивности процесса разрушения и определяется как скорость потока событий:

$$A = \frac{dn}{dt}$$

где dn — число событий, произошедших за интервал времени dt .

Активность рассчитывается в скользящем временном окне путем деления числа событий в окне на его длительность. Размер окна выбирается в зависимости от общей интенсивности активности: для высокочастотных процессов используются короткие не эквидистантные окна (так называемые событийные окна, содержащие заданное количество событий), для более редких — временные окна фиксированной длительности.

Фрактальная размерность d характеризует пространственную структуру сейсмичности и оценивается по корреляционному интегралу:

$$C(r) = \frac{n(\Delta r \leq r)}{N_0}$$

где $n(\Delta r \leq r)$ — количество пар событий, расстояние между которыми не превосходит r , N_0 — общее число возможных пар событий.

Для фрактальных множеств корреляционный интеграл подчиняется степенному закону $C(r) \sim r^d$, где d — корреляционная фрактальная размерность.

При оценке доверительных интервалов фрактальной размерности возникают сложности, связанные с зависимостью расстояний между парами событий [Pisarenko, Pisarenko, 1995]. Для решения этой проблемы применялся метод "складного ножа" (jackknife) ("складной нож"), который позволяет оценить дисперсию, обусловленную конечностью объема выборки [Сидорин, Смирнов, 1995].

Для количественной характеристики пространственного размаха роевой активности использовался параметр, называемый размером роя L . Этот параметр определяется через радиус гирации R_g — среднеквадратичное расстояние событий от центра тяжести (барицентра) роя:

$$R_g = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(x_i - X_0)^2 + (y_i - Y_0)^2 + (z_i - Z_0)^2]}$$

где (X_0, Y_0, Z_0) — координаты барицентра, вычисляемые как средние значения координат всех событий роя.

Размер роя определяется как:

$$L = 4R_g$$

Этот параметр характеризует диаметр области, содержащей приблизительно 96% событий роя при гауссовском распределении.

Новым параметром, введенным В.Б. Смирновым [Смирнов, 2003, Смирнов, Пономарев, 2021], является параметр цикла разрушения q , который характеризует соотношение между временными и пространственными масштабами процесса разрушения.

Цикл разрушения среды включает последовательные этапы: подготовка разрушения, само разрушение (событие), последующая релаксация напряжений. Длительность цикла разрушения $\tau(l)$ для области размера l может быть оценена с использованием обобщенного закона повторяемости [Кейлис-Борок и др., 1989; Bak et al., 2002]:

$$\log N = -b \log E + d \log L + \log T + \text{const}$$

где N — количество землетрясений с энергией E , произошедших в области размера L за время T .

Пусть в регионе размера L за время T произошло n_M землетрясений с магнитудой M . Средняя частота повторения $\nu(L) = n_M/T$. Для области размера l при равномерном распределении сейсмичности частота повторяемости была бы $\nu(l) = \nu(L)(l/L)^3$. Однако, поскольку распределение землетрясений фрактально с размерностью d , вместо кубического закона используется $\nu(l) = \nu(L)(l/L)^d$.

Тогда длительность цикла разрушения для событий с размером очага l [Смирнов, 2003]:

$$\tau(l) = \tau_0 \left(\frac{l}{l_0} \right)^q$$

где τ_0 — длительность цикла для событий с размером очага l_0 , параметр q определяется как:

$$q = \alpha b - d$$

Коэффициент α связан с используемой шкалой магнитуд и определяет соотношение между магнитудой и размером очага: $M = \alpha \log l +$.

Параметр q характеризует соотношение между энергетическими (αb) и пространственными (d) масштабами сейсмичности. При $q = 0$ ($b = d/\alpha$) наблюдается согласованность распределений размеров очагов и расстояний между ними, что соответствует стационарному фоновому режиму разрушения. Отклонение q от нуля указывает на неравновесное состояние системы, характерное для этапов подготовки или релаксации после сильных событий. Такой подход лежит в основе многих исследований, посвящённых

объяснению статистических свойств сейсмического режима [Aki, 1981; King, 1983; Turkott, 1992; Григорян, 1988; Смирнов, 1997б; Bak et al., 2002; Corral, 2005]

Комплексное применение описанных параметров позволяет получить картину эволюции сейсмического и акустического режимов.

Следует отметить, что фрактальная размерность d и параметр q чувствительны к полноте данных и требуют тщательной проверки представительности выборок. Особенно важна корректная оценка погрешностей этих параметров, что в настоящей работе достигалось применением метода «jackknife».

2.4 Специализированные методы анализа для флюид-индуцированной сейсмичности: сезонных компонент, миграции, задержек сейсмического режима

Для выявления связи сейсмической активности с гидрологическими процессами применяется метод анализа *сезонных компонент*. Суть метода заключается в построении диаграмм распределения количества землетрясений по месяцам года и выявлении статистически значимых максимумов активности.

Процедура анализа:

1. Формирование выборки событий за многолетний период наблюдений
2. Построение гистограммы распределения количества землетрясений по месяцам
3. Статистическая проверка значимости выявленных максимумов
4. Корреляционный анализ с данными гидрологического мониторинга (уровень воды в водохранилищах, количество осадков)

Сезонная компонента считается статистически значимой, если количество событий в пиковые месяцы превышает среднемесячное значение более чем на два стандартных отклонения. Для подтверждения флюидной природы сезонности проводится анализ временных задержек между началом гидрологического цикла и максимумом сейсмической активности.

Сезонные компоненты наведённой сейсмичности рассчитываются как по всему каталогу землетрясений, так и в отдельных диапазонах магнитуд и глубин. Это даёт возможность выяснить, землетрясения какой силы и на каких глубинах проявляют сезонную периодичность. Однако в связи с небольшим объемом статистических данных и достаточно высокой представительной магнитудой анализ зачастую выполнялся в широких диапазонах магнитуд по совокупности всех глубин.

Оценка сезонных компонентов сейсмичности позволяет, прежде всего, установить, связан ли характер изменения числа землетрясений по месяцам с сезонным режимом

осадков в исследуемом регионе (отсюда и название «сезонные» компоненты), и тем самым подтвердить, что землетрясения инициируются выпадением осадков. Детальное изучение динамики сезонных компонентов по годам демонстрирует, как развивается процесс разрушения при длительном периодическом внешнем воздействии.

Кластеризованная (роевая) сейсмическая активность характеризуется тем, что землетрясения происходят в определённой области, формируя на карте «облако» эпицентров (и гипоцентров). При детальном анализе роевой последовательности, если отображать на карте области эпицентров событий не сразу все события роя, а последовательно за выбранные интервалы времени (от нескольких часов до месяца, в зависимости от продолжительности роя), наблюдается смещение «облака» эпицентров.

Под *миграцией сейсмической активности* в данной работе понимается пространственное перемещение области «облака» эпицентров (или гипоцентров) относительно его исходного положения. Количественно миграцию оценивают по расстоянию между центрами таких областей (облаков) землетрясений.

Миграция сейсмической активности является важным признаком флюидного механизма инициации землетрясений.

Различные механизмы флюидной инициации имеют характерные особенности миграции:

- При гидравлическом разрыве наблюдается радиальная миграция от точки инъекции
- При диффузионном проникновении флюида — линейная миграция со скоростью, соответствующей коэффициенту диффузии
- При гидротермальной активности — вертикальная миграция вверх по разломным зонам

Оценка миграции позволяет, во-первых, установить, следует ли изучаемая сейсмичность за внешним воздействием, если известно местоположение источника воздействия и его изменение во времени. Если же такая информация изначально отсутствует, анализ миграции может помочь её выявить.

Во-вторых, если внешнее воздействие (например, поступление воды) носит триггерный характер, инициируя процесс разрушения в напряжённо неустойчивой среде, а дальнейшее развитие разрушения происходит самопроизвольно, то по области миграции можно оценить чувствительность среды к данному воздействию. Эта оценка позволяет понять, достаточно ли внешнего воздействия для «запуска» дальнейшего разрушения как в зоне старых разломов, так и с образованием новых, и насколько далеко продвинется этот процесс. Кроме того, становится ясно, перейдёт ли разрушение в лавинообразный неустойчивый

режим, способный привести к сильному землетрясению, или же оно ограничится слабыми локальными разрушениями непосредственно в области воздействия.

При изучении сейсмичности, которая, предположительно, обусловлена внешним воздействием (например, фильтрацией флюида), можно определить промежуток времени между моментом внешнего воздействия (например, выпадением осадков) и откликом среды в виде землетрясений, то есть время запаздывания реакции среды. Этот промежуток называют *задержкой*.

В данной работе задержкой сейсмического режима называется длительность интервала между началом инициирующего воздействия (например, триггерного землетрясения) и появлением индуцированных им событий (самого первого из них или момента максимальной сейсмической активности).

Определение задержек позволяет не только подтвердить факт индуцированности соответствующих землетрясений (при практически нулевых задержках), но и сделать выводы о механизмах формирования такой сейсмичности и о состоянии среды. Минимальные задержки (почти нулевое время между воздействием и откликом) характерны для ситуации прямого воздействия на напряжённо-деформированную среду, чаще всего связанного с повышенным давлением.

Увеличение задержки свидетельствует о том, что мощности внешнего воздействия недостаточно для прямого отклика среды (хотя его достаточно для запуска опосредованного влияния). Возникает так называемый «запаздывающий» отклик, обусловленный другими, более сложными механизмами, которые определяются как состоянием самой среды, так и характером внешнего воздействия. Продвинуться в понимании природы этих механизмов позволяет исследование величин задержек сейсмической активности.

Следует отметить, что в природных условиях часто наблюдается суперпозиция различных механизмов, что проявляется в сложной структуре сезонных компонент и миграционных траекторий. Для разделения этих механизмов требуется комплексный анализ, объединяющий пространственные, временные и энергетические характеристики сейсмичности.

Заключение к главе II

Во второй главе представлена комплексная методология анализа сейсмических и акустических данных, специально разработанная для исследования флюида-индуцированных процессов разрушения.

Для выявления особенностей сейсмических и акустических роев в диссертации применялись известные методики анализа каталогов. На основе исходных натуральных (каталоги

землетрясений) и лабораторных (каталоги акустических событий) данных формировались рабочие каталоги землетрясений и акустических событий, оценивалась их полнота (представительная магнитуда). Вычислялись основные характеристики сейсмического и акустического режима: активность, наклон графика повторяемости и размер роев (в скользящих окнах) по представительным событиям.

При анализе наведённой сейсмичности и её лабораторного моделирования дополнительно оценивались сезонные компоненты, миграция и задержка времени возникновения землетрясений после инициирующего воздействия.

Предложенная методология позволяет охарактеризовать основные этапы флюид-индуцированного разрушения: инициацию процесса, эволюцию пространственно-временной структуры сейсмичности, переход к критическому состоянию и релаксацию.

Глава III. Флюидная инициация роев землетрясений²

В настоящей главе изложены результаты исследования сейсмических роев в Коринфском заливе и наведенной сейсмичности в области Койна–Варна, основанные на работах автора и коллег [Потанина и др., 2011, Smirnov et al, 2014; Смирнов и др, 2017, 2018, 2022].

3.1 Сейсмические рои в Коринфском рифте

Коринфский рифт на западе Центральной Греции является одним из наиболее сейсмически активных регионов Европы. За последние десятилетия здесь произошло несколько заметных землетрясений ($M > 5.8$) и известны разрушительные исторические события.

3.1.1 Описание региона исследования. Исходные данные.

Характерной особенностью Коринфского рифта является обилие сейсмических роев [Bernard et al, 2006]. Подобные явления связывают со сложным полем деформаций земной коры: с востока рифт испытывает растяжение вследствие экстррузии Эгейской плиты, а с юга – влияние зоны субдукции (погружение плиты Восточного Средиземноморья под Евразию) [Ford et al, 2007, Lykousis et al, 2006]. В результате рифт имеет асимметричное строение: наиболее активный сбросовый разлом залегает на южной стороне и наклонён к северу, вызывая медленное опускание северного побережья и неодинаковую скорость горизонтального растяжения берегов рифта. Стратиграфия отложений отражает эту тектонику: на северном берегу выходят коренные известняки, тогда как южный берег сложен мощной толщей конгломератов с оголением пород вблизи молодых активных разломов. Сейсмичность в западной и восточной частях рифта также различается. На западе регулярно возникают рои микроземлетрясений ($M < 4.5$) продолжающиеся несколько месяцев,

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Бернар П.** Особенности развития сейсмической роевой активности в Коринфском рифте в 2000-2005 гг. // Физика Земли. – 2011. – № 7. – С. 54-66. – EDN: NXQHND.
2. **Smirnov V., Ponomarev A., Potanina M., Chadha R.K., Srinagesh D.** Triggered and tectonic driven earthquakes in the Koyna-Warna region, Western India // Journal of Seismology. – 2014. – Vol. 18, No. 3. – С. 587-603. – EDN: UGINNJ.
3. **Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В., Чадда Р., Михайлов В.О., Потанина М.Г., Карташов И.М., Строганова С.М.** Режим сезонных вариаций наведенной сейсмичности в области водохранилищ Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. – 2017. – № 4. – С. 40-49. – EDN: YTMДHT.
4. **Смирнов В.Б., Михайлов В.О., Пономарев А.В., Арора К., Chadha R.K., Srinagesh D., Потанина М.Г.** О динамике сезонных компонент наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. – 2018. – № 4. – С. 100-109. – EDN: UWWJZI.
5. **Смирнов В.Б., Потанина М.Г., Карцева Т.И., Пономарев А.В., Патонин А.В., Михайлов В.О., Сергеев Д.С.** Сезонные вариации наклона графика повторяемости землетрясений в наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. – 2022. – № 3. – С. 76-91. – EDN: TGHPTV.

в то время как на востоке происходят реже, но преимущественно более сильные землетрясения [Bourouis, Cornet, 2009].

Детальные геофизические исследования области начались в 1990-х годах. В 1999 году вблизи г. Эгион (западная часть Коринфского залива) создана многофункциональная обсерватория «Corinth Rift Laboratory» (CRL) для комплексного мониторинга активных разломов и изучения их квазистатического и динамического взаимодействия, особенно роли флюидов [Henry, Moretti, 2006; Bernard et al, 2006; Bourouis, Cornet, 2009]. Непрерывные GPS-наблюдения на протяжении 11 лет (1995–2006) зафиксировали скорость расширения рифта ~11 мм/год в центральной части и ~16 мм/год в западной части [Avalone et al., 2004]. Сбросовые разломы западной части рифта выходят на поверхность с крутым (до 60°) северным падением, что породило дискуссию о связи неглубоких разломов с более пологой сейсмогенной зоной на глубине. Согласно одним моделям, наклоны разломов сохраняются с глубиной, оканчиваясь на глубинном горизонтальном разрыве – «зоне срыва» [Briole et al., 2000; Bernard et al., 2006]; по другим – разломы листрически выклиниваются в этой зоне [Rigo et al., 1996]. Действительно, сейсмические и батиметрические данные, полученные у северного побережья восточнее Эгиона, выявили существование погружённых разломов с южным падением, что указывает на сложное строение разломной системы [McNeil et al., 2005; Bell et al., 2009]. Таким образом, геология региона свидетельствует о наличии неглубокой (глубины порядка 6–12 км) зоны умеренного наклона, в которой сходятся основные разломы рифта. Эта зона интерпретируется как разлом – «детачмент» (отслоение), который контролирует структуру всего рифта и может служить поверхностью раздела между медленным тектоническим скольжением и упругим накоплением напряжений в верхней коре [Bernard et al., 2006].

За время работы CRL (1999–2006 гг.) зарегистрировано более 30 000 землетрясений с $M > 0.5$. Из них подробно изучены два наиболее выраженных роевых эпизода – роевые последовательности 2001 г. и 2003–2004 гг. в западной части рифта. Оба эпизода хорошо задокументированы: данные о них представлены в ряде работ [Lyon-Caen et al., 2004; Raschiani, Lyon-Caen, 2009; Bourouis, Cornet, 2009]. Рой января–апреля 2001 г. сопровождался выделяющимся событием $M = 4.2$ (8 апреля 2001 г.), тогда как рой 2003–2004 гг. протекал без отдельных аномально сильных толчков. Возникновение роев в Коринфском заливе связывают с диффузией флюидов в сложной сети активных разломов сейсмогенной зоны [Bourouis, Cornet, 2009]. Предположительно флюиды, проникающие в разломы, снижают эффективные напряжения и триггерно инициируют многочисленные мелкие

землетрясения. Эта гипотеза подкрепляется наблюдениями миграции сейсмичности, изменения параметров повторяемости и масштабов разрушения во время роев.

В качестве исходных данных для нашего исследования использован каталог локальных землетрясений CRL за период с 23.05.2000 г. по 21.03.2006 г. В каталоге содержится информация о 34 122 событиях, магнитуды определены по шкале моментных магнитуд. Перед переходом к анализу роев проведена проверка каталога на представительность (полноту) по магнитуде.

3.1.2 Первичный анализ каталога.

Сейсмический каталог был подвергнут предварительному анализу, направленному на оценку минимальной полной магнитуды (представительной магнитуды) во времени и пространстве (по методике, описанной в разделе 2.1). На рис. 3.1 приведён график изменения представительной магнитуды M_c во времени по всему региону (оценки вычислены в скользящем временном окне длительностью 0.1 года, с шагом 0.01 года)

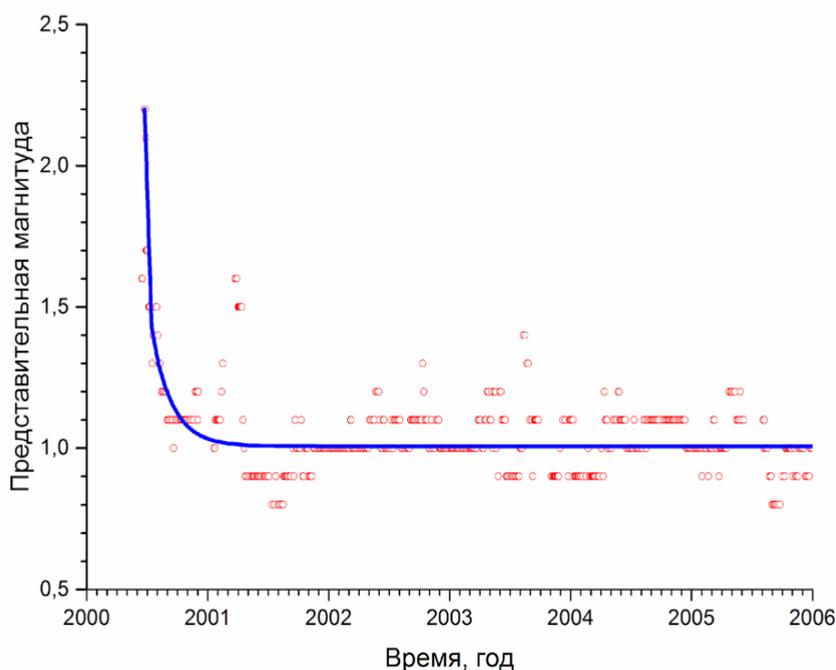


Рис. 3.1. Изменение представительной магнитуды со временем.

Видно, что в первые месяцы работы сети наблюдается значительное снижение порога представительности: M_c падает с ~ 1.5 до ~ 1.0 . Вероятно, это связано с постепенным выходом сейсмостанций на стационарный режим и ростом чувствительности сети по мере её калибровки и уплотнения. Следует отметить два временных интервала, на которых представительная магнитуда временно повышается до ~ 1.4 – 1.5 – в начале 2001 г. и в конце 2003 г. Эти периоды совпадают с временами развития крупных сейсмических роев. Такое

временное «ухудшение» полноты каталога объясняется резким (на порядок) увеличением потока событий во время роев и, как следствие, перегрузкой регистрационной сети (появлением неучтённых мелких событий на фоне множества сигналов). Аналогичный эффект повышения порога детектирования ранее наблюдался для последовательностей афтершоков сильных землетрясений [Смирнов, 1997]. Учитывая это, при дальнейшем анализе собственно роевой активности представительная магнитуа оценивалась отдельно для каждого роя и каталог ограничивался событиями выше соответствующего порога.

Важно также оценить пространственную точность определения гипоцентров в каталоге, поскольку от неё зависит возможность выявлять тонкие эффекты миграции сейсмичности. Погрешность локации гипоцентров прямо не приводятся в исходных данных, поэтому мы оценили их косвенным методом на основе фрактальной геометрии распределения землетрясений. Известно, что для множества точечных событий, обладающего свойством фрактальности, распределение расстояний между событиями подчиняется степенному закону [Мандельброт, 2002; Федер, 1991]. На двойном логарифмическом графике такое распределение образует прямолинейный участок, соответствующий диапазону масштабов (расстояний), внутри которого система ведёт себя как фрактал. Границы этого *скейлингового диапазона* обусловлены физическими размерами системы: верхняя граница примерно равна характерному размеру сейсмического района или кластера событий, а нижняя – порядку погрешности определения положений событий. При расстояниях меньше погрешности локации, наблюдаемое распределение отклоняется от степенного закона (теряет самоподобие). Таким образом, оценив нижнюю границу фрактального диапазона, можно получить эффективную оценку средней погрешности локации событий каталога.

Для оценки фрактальных свойств сейсмичности была применена техника корреляционного интеграла, который представляет собой оценку функции распределения расстояний между землетрясениями, для набора гипоцентров и эпицентров в различных последовательных временных окнах каталога (см. раздел 2.3). На рис. 3.2 представлены кривые корреляционного интеграла для эпицентров (а) и гипоцентров (б), рассчитанные для серии временных интервалов в начальной части каталога (каждый интервал включает 150 событий).

По кривым определены границы скейлинговой области для каждой выборки; на графиках они отмечены изломом кривой на малых расстояниях. Верхняя граница скейлинга в различных временных интервалах составляет примерно 20–30 км, что соответствует размеру охваченной каталогом сейсмогенной зоны. Нижняя граница со временем уменьшается, указывая на повышение точности локации землетрясений.

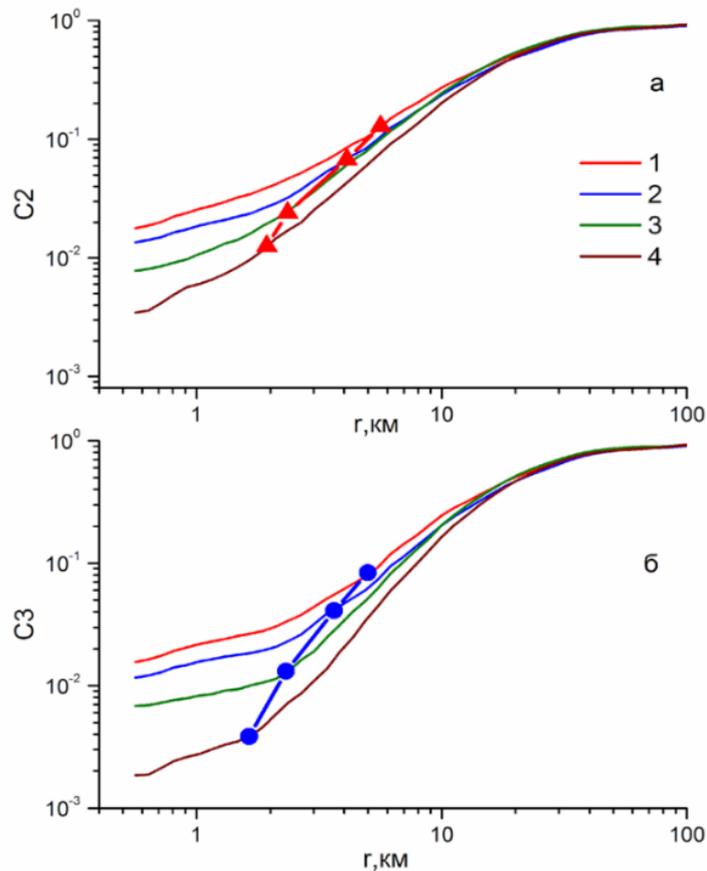


Рис. 3.2. Семейство корреляционных интегралов для множеств эпицентров (а) и гипоцентров (б) в различные периоды времени: 1 - 2000.50, 2 – 2000.51, 3 – 2000.60, 4 - 2001.00
Треугольниками и кружками отмечены нижние границы области скейлинга.

На рис. 3.3а приведена динамика представительной магнитуды (начальный участок графика с рис. 3.1), а на рис. 3.3б – соответствующее изменение нижней границы скейлинговой области во времени. Видно, что по мере снижения M_c (улучшения полноты) минимальное разрешаемое расстояние между гипоцентрами тоже уменьшается. Это подтверждает, что найденная нижняя граница скейлинга действительно отражает пространственное разрешение сети.

Согласно рис. 3.3, после выхода сети CRL на стабильный режим (примерно с 2001 года) эффективная погрешность локации составляет около 1–2 км и впоследствии практически не меняется. Таким образом, каталог пригоден для исследования пространственно-временных закономерностей роев с точностью порядка километра.

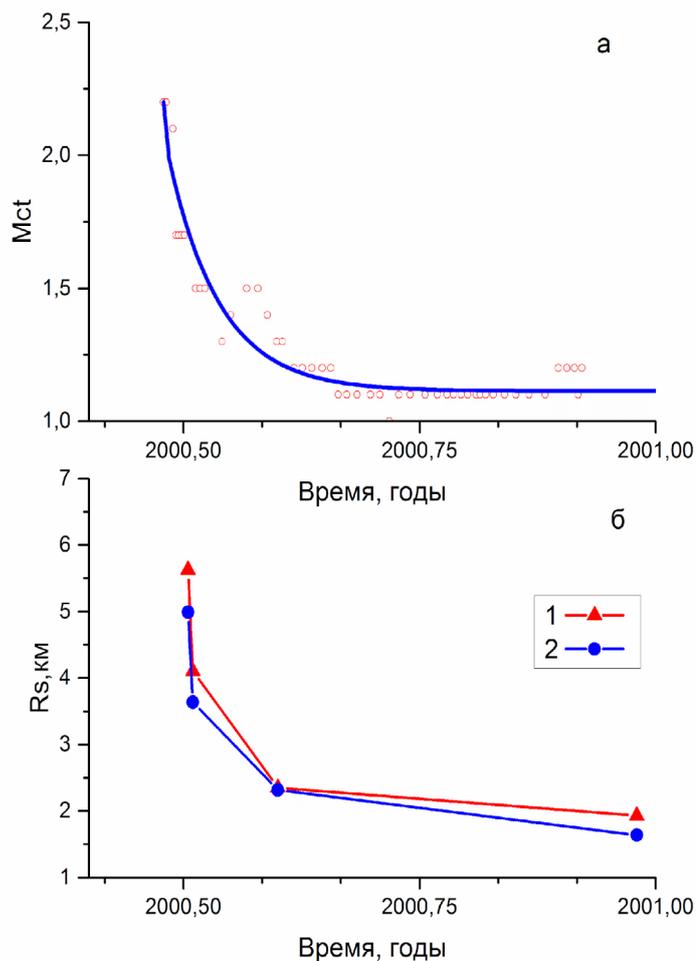


Рис. 3.3. Изменения во времени представительной магнитуды (а) и погрешности локации (б) за 2000 г. 1 – погрешность локации эпицентров, 2 – нижняя граница области скейлинга

3.1.3 Выделение сейсмических роев.

Для выделения из каталога событий, относящихся к двум сейсмическим роям (2001 г. и 2003–2004 гг.), использованы как данные литературы [Lyon- Caen et al., 2004; Pacchiani, Lyon-Caen, 2009; Bourouis, Cornet, 2009], так и результаты анализа пространственно-временной плотности эпицентров землетрясений. Процедура выделения проводилась в несколько этапов, результаты которых суммированы на рис. 3.4-3.6.

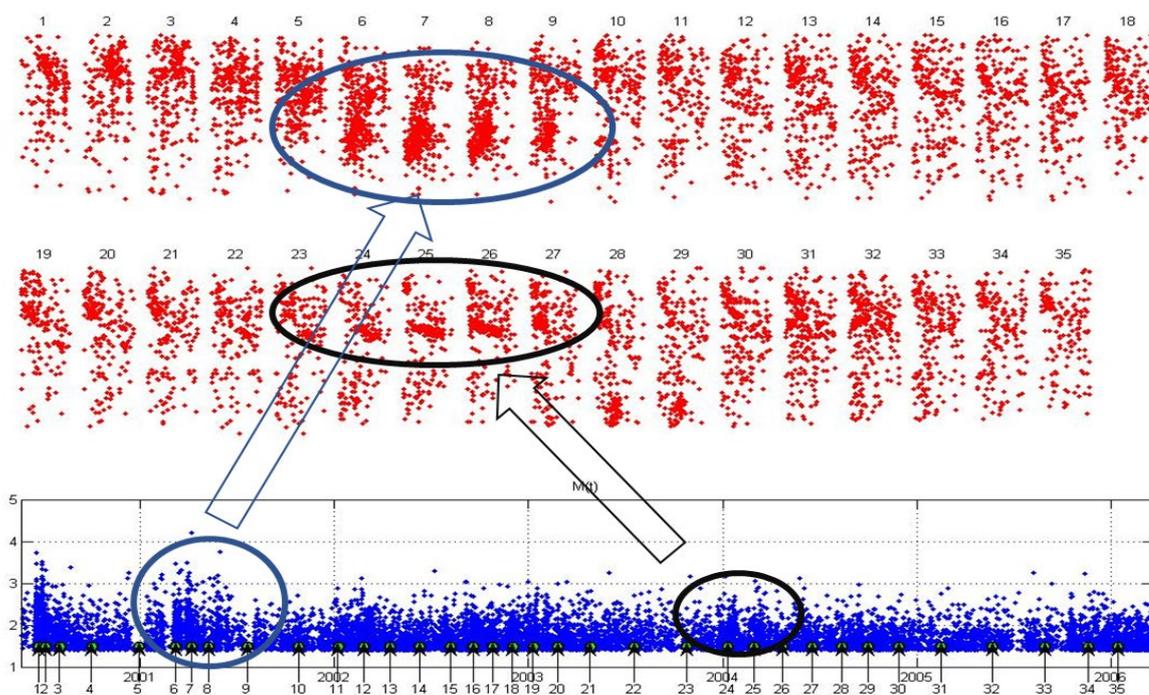


Рис. 3.4. Первичный этап поиска роев. Этап 1.

Этап 1: построение «скользящего» набора карт эпицентров для всего каталога. Для этого события группировались в окна по 500 событий (с перекрытием 50%) в период с июня 2000 г. по март 2005 г. Такой подход позволил визуально выявить кластеры повышенной плотности событий. На рис. 3.4 приведён фрагмент результата: в верхней части показаны пронумерованные карты эпицентров для последовательных временных окон, в нижней части – соответствующие графики магнитуд событий во времени; стрелками отмечены медианные времена окон, а цифрами – номера окон. Овалы на рисунке обводят выявленные таким образом скопления событий, соответствующие двум роевым эпизодам (синий овал – рой 2001 г., чёрный – рой 2003–2004 гг.). Видно, что оба выделенных кластера образуют локализованные во времени и пространстве группы землетрясений.

Этап 2: более детальное изучение выделенных кластеров. На рис. 3.5 показаны карты эпицентров двух роев (вверху – рой 2001 г., внизу – рой 2003–2004 гг.), построенные без перекрытия окон и наложенные на карту региона.

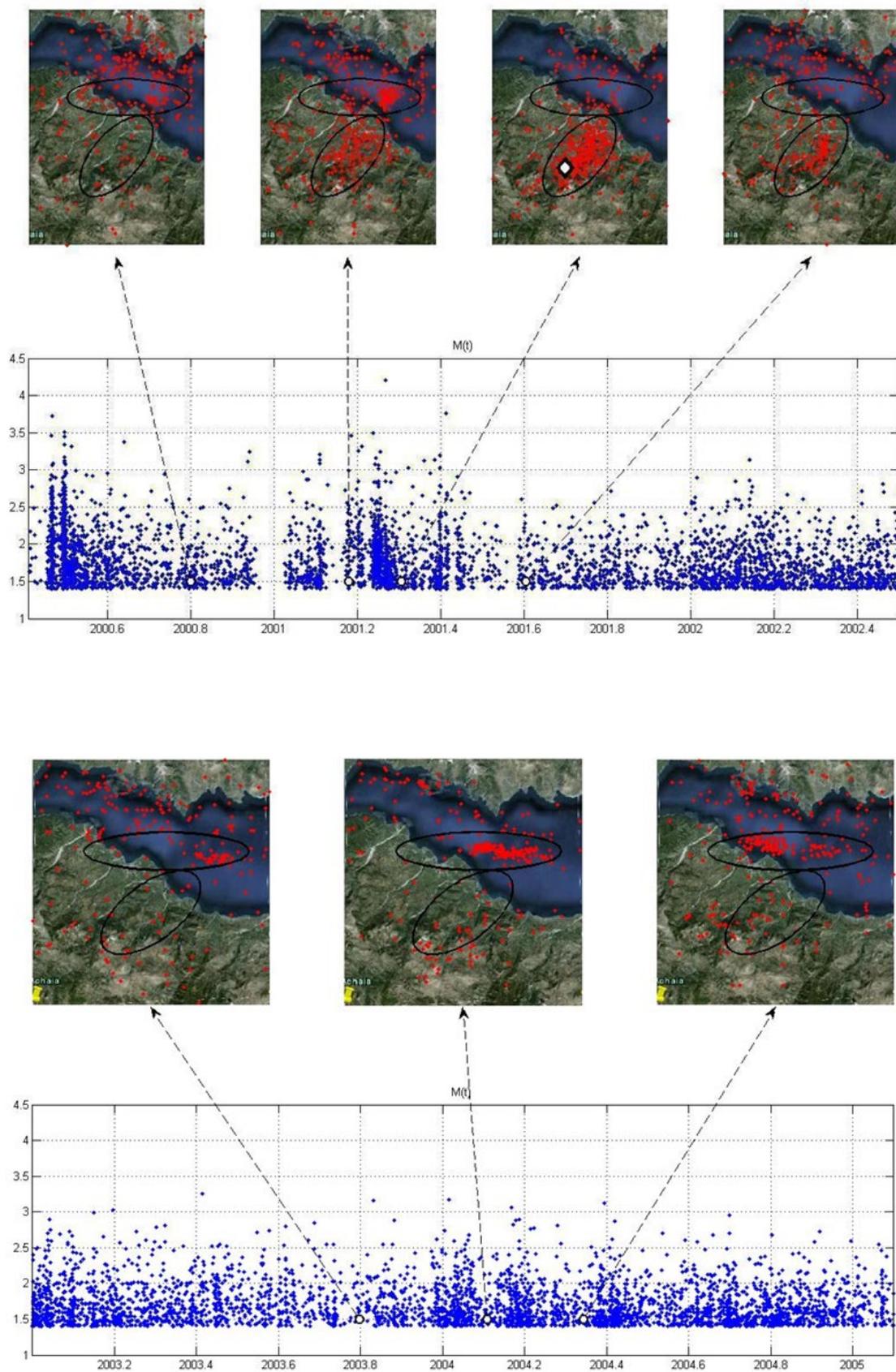


Рис. 3.5. Этап 2 поиска роев. Вверху – рой 2001 года, снизу рой 2003-2004 гг. (для него хорошо видна миграция сейсмичности). Изображения взяты с сайта: <https://yandex.ru/maps>.

Рой 2003–2004 гг. демонстрирует отчетливую пространственную миграцию сейсмичности в западном направлении. Данная миграция является характерным признаком диффузионного процесса распространения поровых флюидов по разломной системе. Согласно теории флюид-индуцированной сейсмичности, давление флюидов снижает эффективные нормальные напряжения на поверхностях разломов, снижая тем самым эффективный предел прочности и инициируя землетрясения. Линейная миграция эпицентров соответствует направленному перемещению фронта флюидного давления вдоль главной разломной зоны Коринфского рифта

Этап 3. Отрисовка на отдельных картах каждого роя целиком (рис. 3.6), без скользящих окон, чтобы точно оконтурить область роев на картах, для последующего формирования каталогов только из событий по времени и пространству, попадающих в рой, тем самым исключив из дальнейшего статистического анализа фоновые события

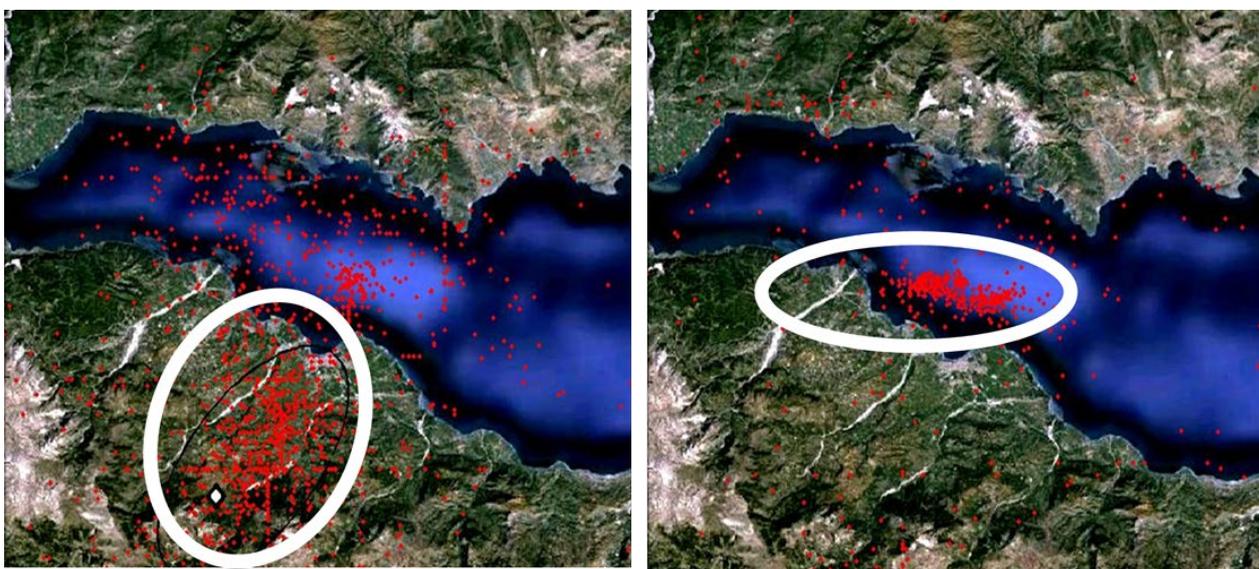


Рис. 3.6. Заключительный этап поиска роев. Оконтуривание. Слева – рой 2001 года, справа рой 2003–2004 гг. Изображения взяты с сайта: <https://yandex.ru/maps>.

По нашему мнению, принципиальное значение имеет пространственное положение роев в геологической среде. Рой 2003–2004 гг. локализован непосредственно под Коринфским заливом, в зоне длительного и устойчивого флюидного насыщения пород. В таких условиях среда характеризуется устойчиво разупрочненным состоянием, где флюиды постоянно поддерживают повышенную пористость и проницаемость разломных зон. Это создает условия для беспрепятственного распространения флюидов и реализации множества мелких разрушений без накопления критических напряжений, необходимых для генерации сильного землетрясения. Возможно, именно поэтому в этом рое отсутствовали anomalously

сильные события, несмотря на интенсивную сейсмическую активность и отчетливую пространственную миграцию.

В отличие от этого, рой 2001 г. развивался в материковой части рифта, где геодинамическая обстановка принципиально иная. Здесь флюидный режим носит эпизодический характер: флюиды поступают в разломные зоны как из глубинных источников, так и с поверхностными водами (атмосферные осадки), а затем могут дренироваться или испаряться. Такая динамика флюидного насыщения создает условия для циклического накопления и разгрузки напряжений. В периоды максимального флюидного давления происходит разупрочнение среды и запуск лавины микроразрушений, однако при снижении флюидного давления среда частично восстанавливает прочностные свойства, что позволяет накапливать упругую энергию до уровня, достаточного для генерации события $M=4.2$.

Таким образом, уже на качественном уровне можно отметить отличие в характере двух роев: в 2003–2004 гг. рой был более «классическим» (много событий умеренной магнитуды, миграция эпицентров), тогда как в 2001 г. рой носил «гибридный» характер, сочетая признаки последовательности форшоков/афтершоков вокруг одного более сильного события. Этот вывод позволяет предположить разную роль флюидного фактора в механизме этих роев: рой 2003–2004 гг., вероятно, целиком обусловлен диффузией флюида, тогда как в 2001 г. флюидная активация могла спровоцировать единичное разрядное событие, повлиявшее на развитие роя. Можно предположить, что различное расположение роев (2003–2004 гг. чисто под заливом, рой 2001 г. на материковой части) также обуславливает это различие.

3.1.4 Оценка статистических параметров.

Для количественной характеристики динамики сейсмического режима во время роев рассчитаны основные статистические параметры для каждого из выделенных кластеров, по методике, описанной в разделе 2.2-2.3. На рис. 3.7 показаны результаты вычисления параметров для роя 2001 г. (в пределах области, обозначенной на картах рис. 3.6 овалами).

Каталог роя был предварительно ограничен событиями с магнитудами выше порога представительности M_c , определённого для этого кластера ($M_c \approx 1.0$; объём отфильтрованного каталога – 1279 событий). Оценки параметров проводились в скользящих окнах по 150 событий, с шагом 15 событий – такой подход (фиксированное число событий вместо фиксированного временного интервала) позволил сохранить приблизительно равную статистическую надёжность оценок на разных этапах развития роя.

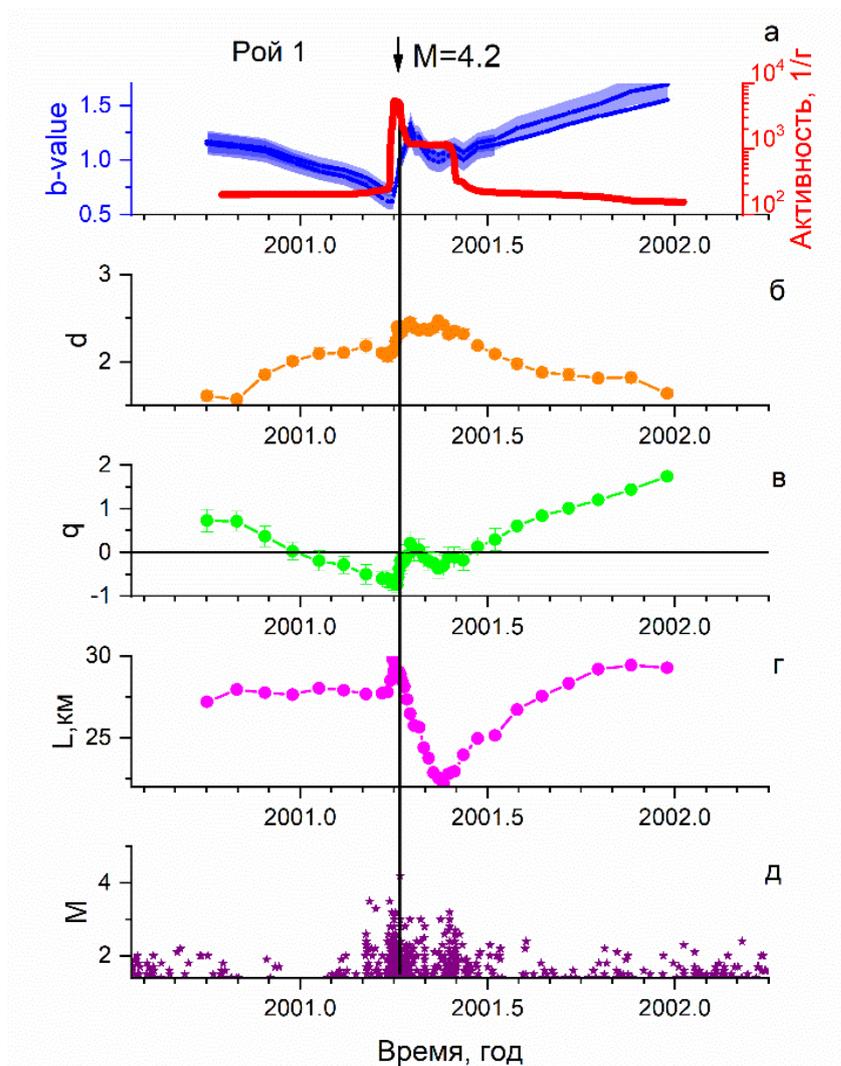


Рис. 3.7. Вариации во времени статистических параметров сейсмичности рою 2001 г. а) активность, наклон графика повторяемости, оценки сверху и снизу; б) фрактальная размерность множества гипоцентров; в) параметр $q=2b-d$; г) размер рою; д) магнитуда землетрясений. Вертикальная линия – момент землетрясения 08.04.2001, $M=4.2$

На рис. 3.7, а–д представлены изменения во времени: (а) сейсмическая активность и наклон графика повторяемости (b -value в законе Гутенберга – Рихтера, оцененное по максимальному правдоподобию); (б) фрактальная размерность d множества гипоцентров (оцененная по корреляционному интегралу); (в) параметр $q = 2b - d$, характеризующий соотношение масштабов энергии и пространства; (г) условный «размер рою» L (протяжённость области, охваченной накопившимися событиями, т.е. максимальное расстояние между гипоцентрами в кластере к данному моменту); (д) магнитуды зарегистрированных землетрясений. Вертикальной линией помечен момент самого сильного события 08.04.2001 ($M = 4.2$).

На рис. 3.8 эти же вариации представлены рою 2003-2004 гг. (объем этой части рабочего каталога, относящейся непосредственно к этому рою, составляет 652 события).

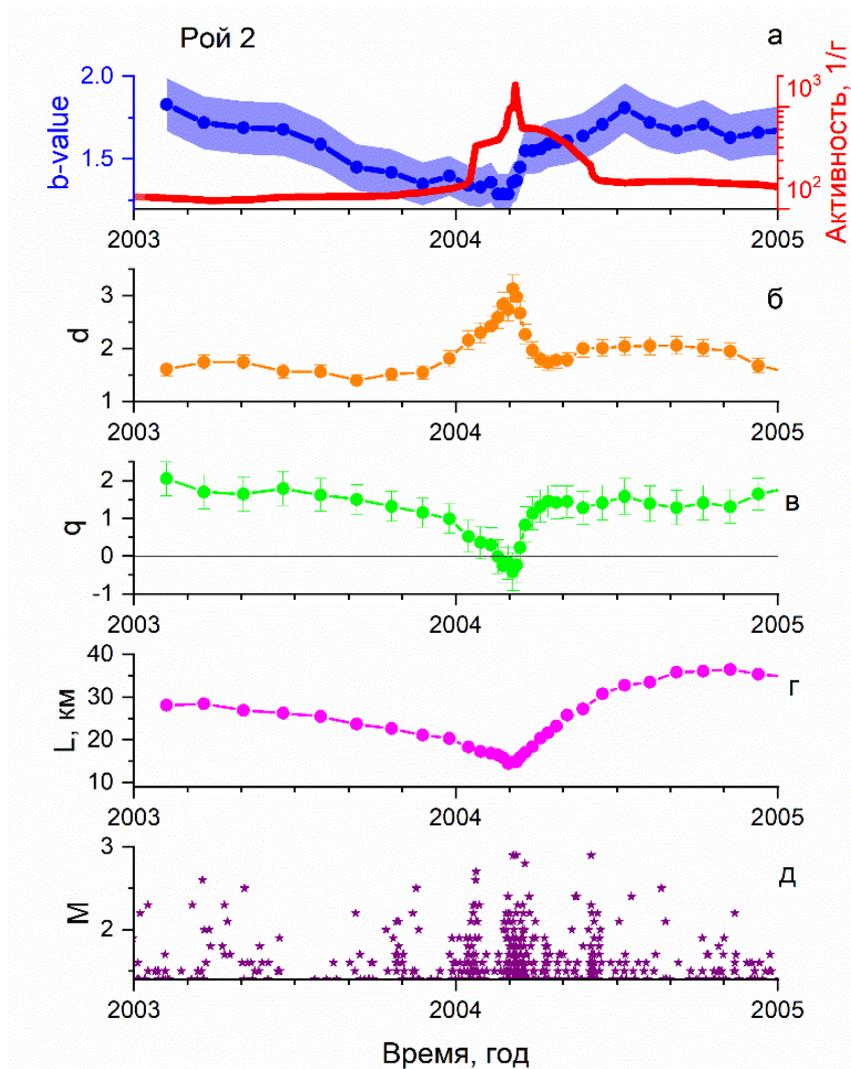


Рис.3.8. Вариации во времени статистических параметров сейсмичности роя 2003-2004 гг. а) активность, наклон графика повторяемости, оценки сверху и снизу; б) фрактальная размерность множества гипоцентров; в) параметр $q=2b-d$; г) размер роя; д) магнитуда землетрясений. Вертикальная линия – момент землетрясения 08.04.2001, $M=4.2$

По рассчитанным параметрам можно увидеть явные этапы эволюции роевого процесса. На стадии **активизации** роя (начальный участок графиков) значение b – value заметно **снижается** (рис. 3.7а и 3.8а): распределение магнитуд становится менее степенным, с большей долей относительно крупных событий. Одновременно **возрастает** фрактальная размерность гипоцентров d (рис. 3.7б и 3.8б), что означает расширение области, охваченной землетрясениями (роевой процесс «распространяется» на всё новые очаговые зоны). Размер роя L при этом **сжимается** (рис. 3.7г и 3.8г), показывая стягивание событий в отдельный роевой кластер. Комплексный параметр $q = 2b - d$ на этапе активизации резко **уменьшается** и принимает отрицательные значения (рис. 3.7в и 3.8в).

В совокупности такое противофазное изменение b и q указывает на характерный признак подготовки разрушения по флюидно-триггерному механизму: снижение b

интерпретируется как рост напряжённости, а увеличение d – как вовлечение всё новых разломов по мере диффузии флюида, что приводит к возникновению относительно более сильных событий при сохранившемся общем количестве мелких. После наступления **пика роевой активности** следует фаза **затухания**: наблюдается обратная динамика параметров. На стадии затухания роевой последовательности b вновь **повышается**, возвращаясь к исходному уровню, фрактальная размерность **снижается**, а параметр q растёт и переходит из отрицательной области в положительную. Это означает, что после прохождения максимума активности событийность вновь концентрируется на меньших масштабах (и пространственных, и энергетических), характерных для обычной фоновой сейсмичности. Таким образом, по траектории изменения параметров можно диагностировать начало и окончание роевого процесса.

Существенным отличием роя 2003–2004 гг является отсутствие внутри него какого-либо отдельного сильного события. Рой 2003–2004 гг. локализован непосредственно под Коринфским заливом, в зоне длительного и устойчивого флюидного насыщения пород. В таких условиях среда характеризуется устойчиво разупрочненным состоянием, где флюиды постоянно поддерживают повышенную пористость и проницаемость разломных зон. Это создает условия для беспрепятственного распространения флюидов и реализации множества мелких разрушений без накопления критических напряжений, необходимых для генерации сильного землетрясения. Возможно, именно поэтому в этом рое отсутствовали аномально сильные события, несмотря на интенсивную сейсмическую активность и отчетливую пространственную миграцию. Это подтверждается монотонностью кривых – на графиках отсутствуют резкие аномалии, подобные скачку b и q во время $M = 4.2$ в 2001 г.

На рис. 3.9 для каждого роя сопоставлены изменения b , рассчитанные альтернативным способом – в независимых (неперекрывающихся) временных окнах по 50 событий. Такой способ усреднения сглаживает кратковременные колебания и выявляет общую тенденцию: в обоих случаях b систематически падает перед и в начале роевого процесса, а затем постепенно повышается по мере затухания активности. Однако для роя 2001 г. на этой плавной кривой заметно выпадение нескольких точек из общей тенденции. Резкое локальное повышение b (и связанное с ним падение q) соответствует влиянию одиночного землетрясения $M = 4.2$ внутри кластера. Это можно видеть на рис. 3.9а, где момент события отмечен жирной вертикальной линией и график $b(t)$ рассчитан отдельно на отрезке непосредственно до и после главного события (отсчёт времени ведётся от момента землетрясения). Очевидно, что сильное событие нарушает плавное развитие роевого процесса: сразу после

него b скачкообразно возрастает (что обычно для афтершоков) вместо продолжения прежней нисходящей тенденции.

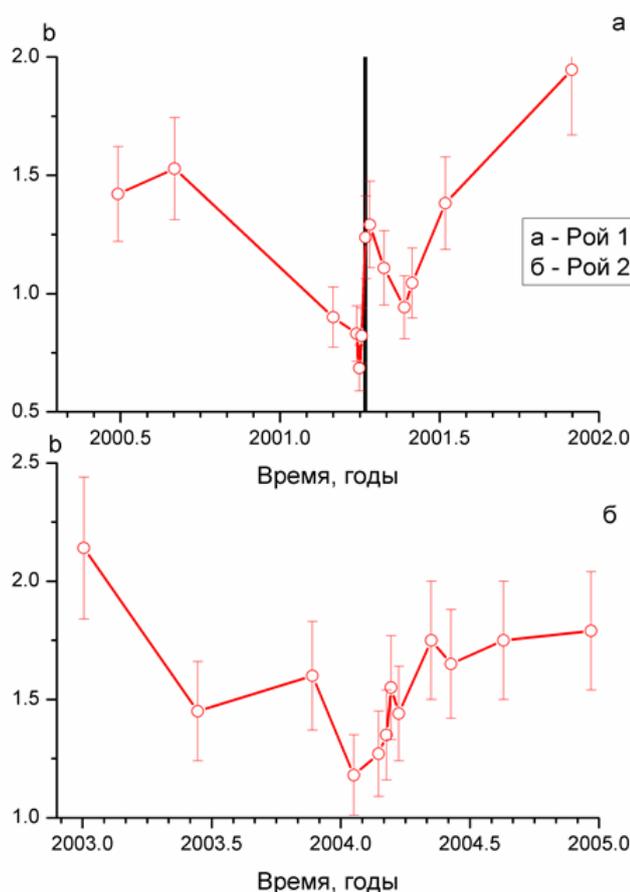


Рис. 3.9. Вариации наклона графика повторяемости в окнах без перекрытий. а) рой 2001 г.; б) рой 2003-2004 гг.

Особый интерес представляет рой 2001 г. с событием $M=4.2$, демонстрирующий гибридный характер процесса. Резкое локальное повышение b -value и соответствующее падение q в момент сильного события свидетельствует о переключении режима разрушения. В данном случае флюидная активация запустила лавину, которая частично реализовалась в виде относительно крупного землетрясения, однако последующее затухание роя указывает на ограниченный характер этого процесса. Возникает фундаментальный вопрос: могло ли событие $M=4.2$ достичь большей магнитуды в отсутствие флюидной диффузии? Теоретически, без разупрочняющего действия флюидов, напряжения могли бы накопиться до более высокого уровня, что привело бы к более сильному и разрушительному землетрясению. Однако флюиды, с одной стороны, снижают порог инициации разрушения, а с другой – вероятно, ограничивают масштаб лавины за счет диссипации энергии в многочисленных мелких событиях.

3.2 Флюидная инициация рое-подобных землетрясений в районе водохранилищ Койна-Варна

3.2.1 Область наведенной сейсмичности Койна-Варна.

Область наведенной сейсмичности Койна-Варна является классическим объектом исследований, результатам которых посвящена обширная литература. В настоящем разделе приведен краткий обзор современных данных и гипотез (согласно [Михайлов и др., 2017]). Данный регион имеет фундаментальное значение для понимания механизмов взаимодействия гидротехнических сооружений с тектонически активными структурами земной коры. Территория площадью приблизительно 500 км² демонстрирует устойчивую сейсмическую активность на протяжении более пяти десятилетий после создания системы водохранилищ.

На рис. 3.10 показана схема расположения водохранилищ Койна и Варна в западной части Индии (овалами околнтурены водохранилища). Водоохранилище Койна было заполнено в 1962 году, а водохранилище Варна — в 1993 году. Критическим событием в истории региона стало землетрясение 10 декабря 1967 года с магнитудой $M=6.3$, которое привело к частичному разрушению плотины и является одним из самых мощных антропогенно-индуцированных сейсмических событий, задокументированных в мировой практике [Gupta, 2002].



Рис. 3.10. Область водохранилищ Койна-Варна (Койна- верхний овал, Варна – нижний овал) (изображения взяты с сайта: <https://yandex.ru/maps>)

Геологическая значимость данного района определяется тем, что до создания водохранилища Койна территория характеризовалась крайне низким уровнем сейсмической активности. Инструментальные наблюдения не зафиксировали ни одного землетрясения с магнитудой $M > 4.5$ в пределах данного региона. Поэтому есть серьезные основания считать всю последующую сейсмичность, включая разрушительное землетрясение, индуцированной. Предполагается, что сильное землетрясение произошло из-за того, что водохранилище Койна заполняли очень быстро (в течении 5 лет), в те годы наука об влиянии флюида на землетрясения была не развита, что, в том числе, привело к катастрофе, показывая важность развития науки об индуцированных флюидом землетрясения, и этой работы, в частности. Учась на этом регионе, все последующие водохранилища теперь заполняются медленно, в том числе и соседнее водохранилище Варна, стали заполнять в два раза медленнее, через 20 лет после заполнения водохранилища Койна.

Анализ пространственно-временного распределения сейсмических событий с $M > 4$ выявил систематическую южную миграцию активности [Talwani, 1997a]. В период 1964–1967 годов эпицентры землетрясений концентрировались преимущественно в районе плотины на реке Койна. С 1967 по 1973 годы активность сместилась в направлении реки Варна. В последующий период (1974–1982 годы) основные сейсмические события происходили в зоне между реками Койна и Варна, а также южнее реки Варна — при том, что водохранилище Варна на тот момент ещё не существовало. Значительное усиление сейсмической активности было зафиксировано после начала заполнения водохранилища Варна в 1985 году. Следует отметить, что именно в 1993 году уровень воды в водохранилище Варна за период с 11 июня по 4 августа повысился на 44.15 м, достигнув максимальной глубины 60 м [Gupta, 2002], а 18 августа произошла серия из двух землетрясений с магнитудой более 5 и множества более слабых событий.

Геофизические исследования, выполненные Рао и Шашидхаром, позволили выявить пространственную дифференциацию механизмов очагов землетрясений за 45-летний период наблюдений в районе водохранилищ Койна и Варна [Rao, Shashidhar, 2016]. Были выделены две основные сейсмогенные зоны: Койна и Варна. В первой зоне преобладают левосторонние сдвиговые механизмы, во второй — нормальные сбросы. На пересечении этих зон фиксируются оба типа событий. Глубина гипоцентров в области Койны достигает 13 км, тогда как в зоне Варна она ограничена интервалом 4–6 км.

Сопоставление временных рядов сейсмической активности с данными об уровне воды и скорости его изменения в водохранилищах позволило Гупте установить два характерных соотношения [Gupta, 1992]. Во-первых, сейсмические события происходят с временной

задержкой после сезонного заполнения водохранилищ. Во-вторых, в 1967 году аномально высокий уровень воды в течение всего года, вероятно, создал условия для генерации катастрофического землетрясения 10 декабря. Дополнительно было выявлено, что события с $M > 5$ часто происходят при скорости роста уровня воды, превышающей 12 метров в неделю.

Пространственное распределение гипоцентров по глубине демонстрирует неравномерность [Mandal et al., 1998]. Максимальная концентрация событий наблюдается в интервале глубин 6–8 км, где одновременно фиксируются пониженные скорости сейсмических волн по данным глубинного сейсмического зондирования [Krishna et al. 1989]. Данная аномалия может свидетельствовать о повышении порового давления воды в указанном интервале глубин.

Комплексные исследования, включающие детальные геофизические съемки, спутниковую геодезию и анализ временной эволюции сейсмичности, выявили сложную картину строения и современной геодинамики района. Современные представления указывают на то, что сейсмическая активность в этом регионе, вероятнее всего, обусловлена региональными внутриплитными напряжениями. Под их воздействием происходят смещения по ортогональной сети разломов, прочностные характеристики которых систематически снижаются вследствие процессов, связанных с созданием и эксплуатацией водохранилищ.

Район водохранилищ Койна-Варна представляет собой уникальный природно-техногенный лабораторный полигон для изучения механизмов флюид-индуцированной сейсмичности. Эволюция пространственно-временного распределения землетрясений, изменения механизмов очагов и глубинные особенности сейсмогенеза позволили рассматривать данный регион как модельный объект для разработки теоретических основ прогнозирования техногенной сейсмической опасности при создании крупных водохранилищ в тектонически активных зонах. Полученные мировым научным сообществом результаты имеют фундаментальное значение для совершенствования методов оценки сейсмического риска при проектировании гидротехнических сооружений в сейсмоопасных регионах мира.

3.2.2 Сезонные вариации наведённой сейсмичности в районе водохранилищ Койна-Варна

Сезонные колебания интенсивности наведённой сейсмической активности в районе водохранилищ Койна-Варна представляют собой фундаментальный признак флюидной природы процессов разрушения в земной коре данного региона. Физические механизмы, лежащие в основе этих вариаций, включают как локальное увеличение механических напряжений вследствие дополнительной гидростатической нагрузки на ложе водохранилищ, так и изменение порового давления в породах земной коры в результате интенсивного

проникновения воды на глубину сейсмических очагов. Согласно современным представлениям [Simpson et al., 1988; Scholz, 2002], сезонная модуляция сейсмичности отражает сложное взаимодействие между механическим нагружением весом воды и диффузионными процессами распространения флюидов вглубь коры по системе разломов.

Для количественного анализа сезонных компонент наведённой сейсмичности был использован региональный каталог землетрясений в районе Койна-Варна за период 1964–2015 годов, составленный в Институте инженерных исследований штата Махараштра (MERI), Индия [Maharashtra, 2015]. Общий объём каталога составил 6996 землетрясений, с магнитудами, определёнными по шкале локальных магнитуд ML. На рис. 3.11 показано изменение представительной магнитуды каталога во времени.

Наблюдаемое постепенное снижение порога представительности с течением времени отражает систематическое повышение чувствительности сейсмической сети, связанное с увеличением плотности станций и расширением частотного диапазона сейсмических датчиков.

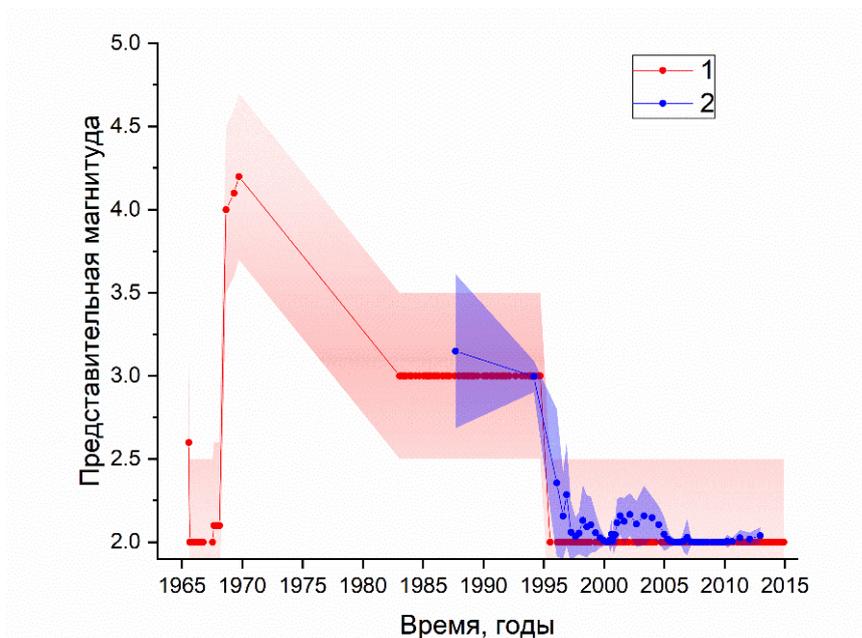


Рис. 3.11. Изменение представительной магнитуды каталога землетрясений во времени. 1 – с использованием авторского программного обеспечения, 2 – с использованием пакета zmap [Wiemer, 2001]. Затенением показаны доверительные интервалы.

Для обеспечения статистической однородности данных на всём исследуемом интервале времени 1964–2015 годов был сформирован рабочий каталог из землетрясений с магнитудами $ML \geq 4.0$, которые являются представительными на протяжении всего периода наблюдений. Общий объём таких событий составил 95 землетрясений. Исключение из рассмотрения более слабых землетрясений позволило избежать известной проблемы влияния

на результаты анализа временных вариаций сейсмического режима интенсивных афтершоковых последовательностей [Van Stiphout et al., 2011], которые привязаны по времени и пространству к землетрясениям $ML \geq 4.0$. Афтершоки землетрясения $ML = 6.3$ от 10 декабря 1967 года и несколько землетрясений $ML \geq 4.0$, являющихся афтершоками землетрясений $ML \geq 5.0$, были удалены вручную согласно следующему правилу: удаляются землетрясения, произошедшие в течение трёх месяцев после главного события и попадающие в его очаговую зону. Следует отметить, что землетрясения $ML \geq 4.0$ появились только после катастрофического события $ML = 6.3$ от 10 декабря 1967 года, поэтому в рабочий каталог были включены землетрясения в интервале март 1968 – декабрь 2015 годов (афтершоки землетрясения $ML = 6.3$ в декабре 1967 и январе–феврале 1968 годов были исключены из рассмотрения согласно общему правилу). Объём окончательного рабочего каталога составил 77 землетрясений, расположение эпицентров которых в районе Койна-Варна показано на рис. 3.12.

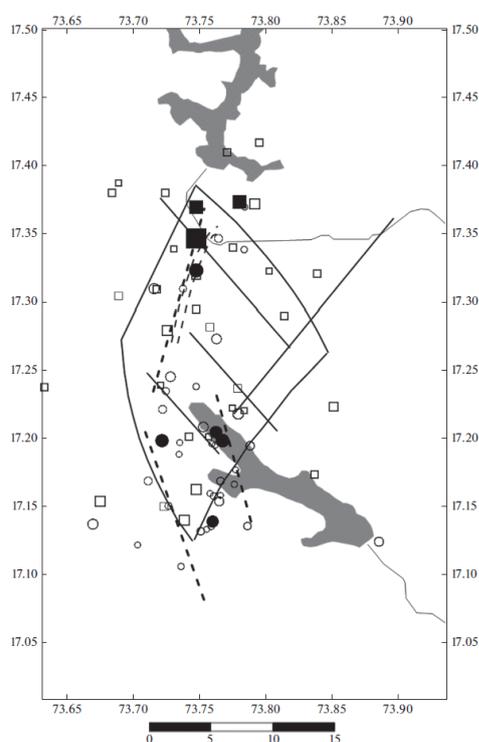


Рис. 3.12 Эпицентры землетрясений $M4+$, контуры водохранилищ Койна (на севере) и Варна (на юге), основные разломы и линеаменты. Квадратики и кружки – землетрясения в интервалы времени до и после заполнения водохранилища Варна, соответственно. Размеры значков пропорциональны магнитуде землетрясений. Залитыми значками показаны эпицентры землетрясений $M5+$ [Смирнов и др., 2017, рис.2].

Наблюдается чёткая пространственная дифференциация сейсмической активности (на рис. 3.12 визуализировано пространственное распределение эпицентров сильных землетрясений в районе водохранилищ.): события до заполнения водохранилища Варна (квадратики) концентрируются

преимущественно в районе водохранилища Койна (северная часть), тогда как после 1993 года (кружки) активность распространяется на южные районы, охватывая территорию водохранилища Варна. Такая пространственная эволюция сейсмичности указывает на процесс миграции напряжённого состояния в земной коре, связанной с фильтрацией флюидов и изменением геомеханических свойств пород в зонах влияния водохранилищ.

Анализ взаимосвязи между уровнем воды в водохранилищах и сейсмической активностью представлен на рис. 3.13, где сопоставлены временные ряды колебаний глубины воды в водохранилищах Койна и Варна с хронологией землетрясений магнитудой $M_L \geq 4.0$. Для получения целостной картины сейсмического процесса афтершоки в данном случае не исключались из последовательности, что позволяет проследить полную динамику активизации разломов, включая как главные толчки, так и последующие серии сейсмических событий.

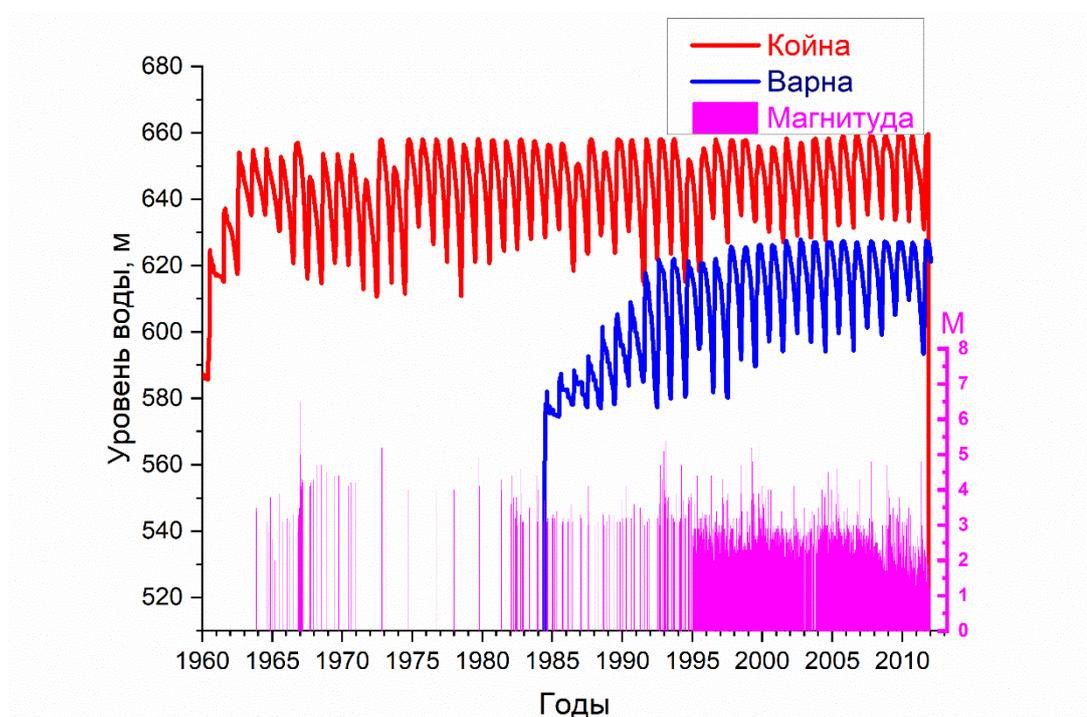


Рис. 3.13. Глубины воды у створов плотин водохранилищ Койна и Варна и магнитуды землетрясений $M4+$.

Сезонная динамика уровня воды в водохранилищах Койна и Варна характеризуется чёткой годовой периодичностью, отражённой на рис. 3.14. Усреднённые по многолетним данным профили демонстрируют высокую степень синхронизации гидрологического режима обоих водоёмов: максимум глубины наблюдается в сентябре–октябре вследствие интенсивных муссонных осадков, тогда как минимум приходится на май–июнь — период, предшествующий началу сезона дождей. Такая устойчивая повторяемость позволяет выделить два доминирующих этапа гидрологического цикла — фазу наполнения, совпадающую

с муссонным периодом (июнь–октябрь), и фазу постепенного снижения уровня в результате испарения и водозабора (ноябрь–май). Регулярность этих колебаний создаёт предпосылки для анализа их потенциального триггерного влияния на сейсмический режим в регионе.

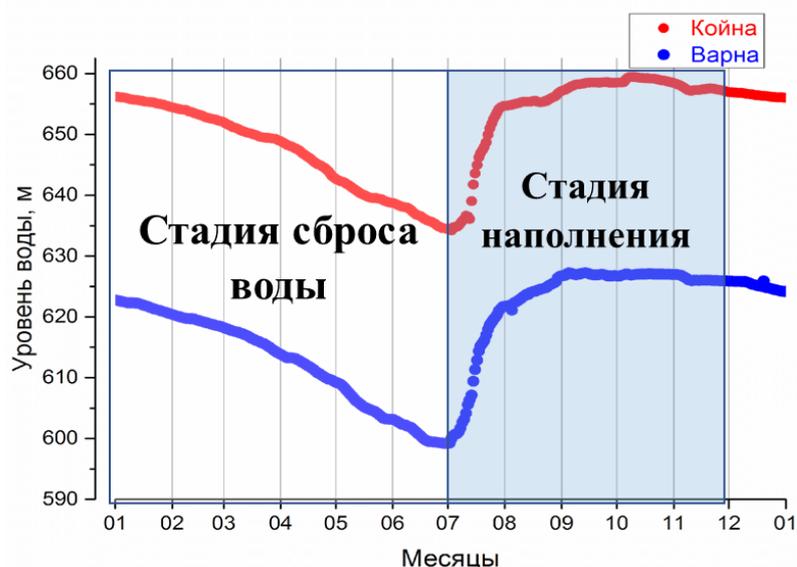


Рис. 3.14. Усреднённые по годам сезонные вариации глубины воды в обоих водохранилищах.

Для выявления статистически значимых сезонных закономерностей были построены диаграммы распределения землетрясений по месяцам года за весь исследуемый интервал времени (рис. 3.15).

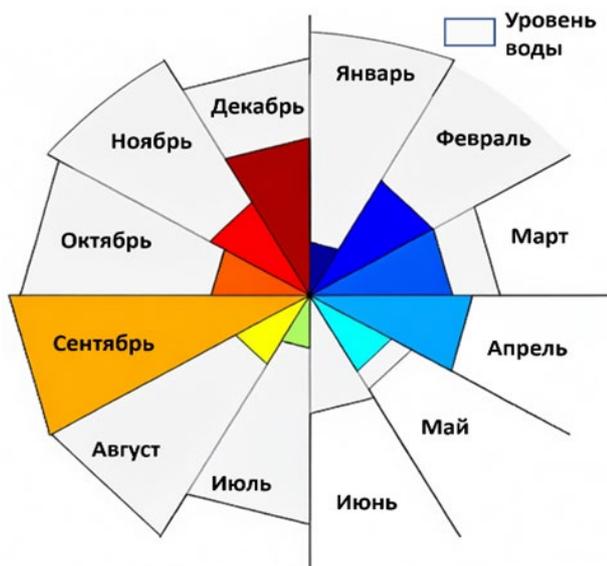


Рис. 3.15 Распределение количества землетрясений с магнитудой $ML \geq 4.0$ по месяцам года (цветом) и осредненный сезонный ход глубины водохранилищ (серым). Цветовая гамма секторов отражает численность сейсмических событий за месяц: более тёмные тона соответствуют большему количеству землетрясений, светлые — меньшему. В сентябре максимальный уровень воды)

Анализ рис. 3.15 выявляет чёткую неравномерность распределения сейсмической активности по месяцам года. Минимальная активность наблюдается в мае-июне, что совпадает с минимальным уровнем воды в водохранилищах и соответствует фазе сброса воды. В остальное время года обнаруживаются три максимума активности: осенний (сентябрь), зимний (ноябрь-декабрь) и весенний (февраль-апрель). Физическая интерпретация этих максимумов заключается в следующем: первый пик (сентябрь) приходится на фазу достижения уровнем воды максимального сезонного значения и соответствует немедленному отклику системы на механическую нагрузку. Два последующих пика (ноябрь-декабрь и февраль-апрель) относятся к фазе уменьшения уровня воды и отражают задержанный эффект, связанный с диффузией порового давления вглубь земной коры.

3.2.3 Динамика сезонных компонент наведённой сейсмичности

Выявленные сезонные компоненты сейсмической активности в районе водохранилищ Койна-Варна не являются стационарными, а демонстрируют сложную эволюцию во времени, отражающую фундаментальные трансформации в геомеханическом состоянии сейсмогенной зоны под влиянием как длительного флюидного воздействия, так и техногенного воздействия.

Нашими коллегами в работе [Arora et al., 2017] получено сезонное изменение объема осадков водораздела водохранилища Койна, рассчитана инфильтрация осадков через его ложе и представлена наглядная картина пространственного положения сезонных компонент сейсмичности до и после заполнения водохранилища Варны (рис. 3.16). На рис. 16 нанесена система активных разломов, самый большой – очаг землетрясения 1967 г., стрелками показано, как флюид из резервуара проникает по разломной структуре.

Представленная схема сравнивает геодинамические процессы в регионе до (1968–1993 гг.) и после (1994–2013 гг.) строительства водохранилища Варна. В верхней части (PRE-WARNA PERIOD) показано, что сейсмическая активность (цветные точки) локализована вблизи водохранилища Койна, преимущественно вдоль разломов, ориентированных вдоль реки Койна. Землетрясения демонстрируют сезонную зависимость: фиолетовые точки (март–апрель) указывают на активизацию в начале сухого сезона, зелёные (сентябрь–октябрь) — в период максимального наполнения резервуара, синие (декабрь–январь) — в конце сезона дождей. Инфильтрация воды из Койна-резервуара приводит к диффузии порового давления вдоль разломов, но зона влияния ограничена, а количество сейсмических событий невелико.

В нижней части (POST-WARNA PERIOD) после ввода водохранилища Варна наблюдается кардинальное изменение паттерна активности. Во-первых, землетрясения стали более частыми и распространились вдоль новых разломов, связанных с водохранилищем Варна, включая зоны, ранее неактивные. Во-вторых, увеличилось количество событий в периоды март–апрель и декабрь–январь (фиолетовые и синие точки), что коррелирует с фазами сброса воды из обоих резервуаров.

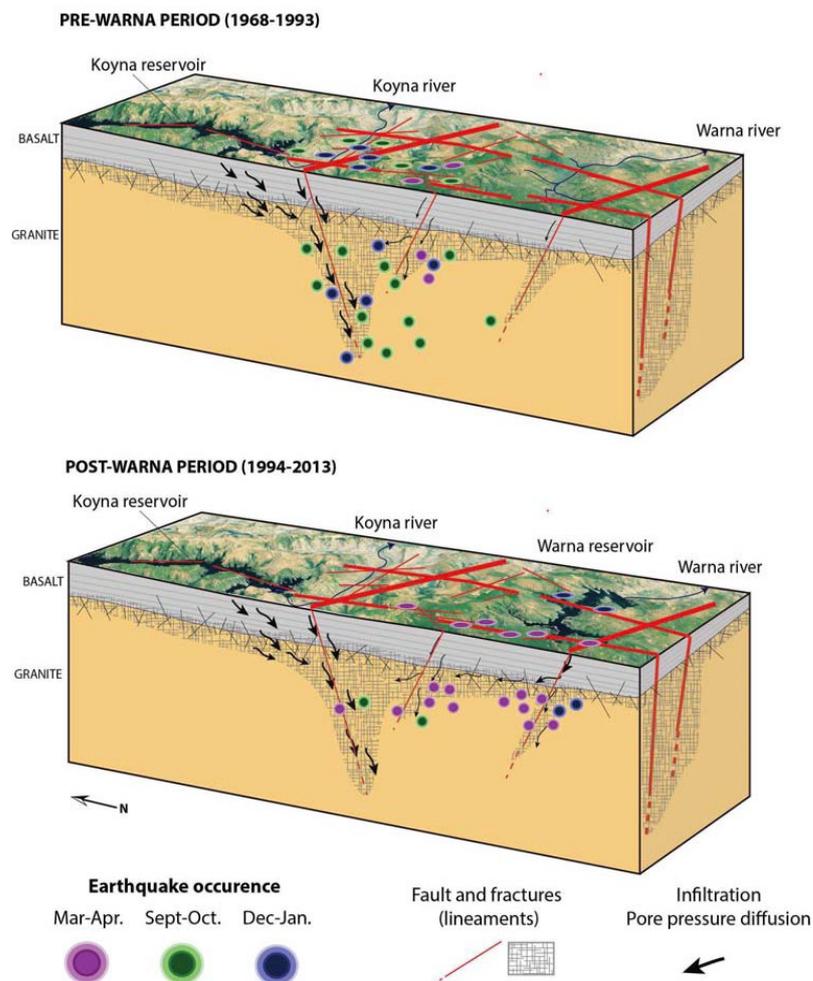


Рис. 3.16. Пространственное положение сезонных компонент (фиолетовый – весенний рой, зелёный – осенний рой, синий – зимний рой) сейсмичности до (верхняя модель) и после (нижняя модель) заполнения водохранилища Варна ([Arora et al, 2017]).

Комплексный анализ гидрологических данных, сезонной динамики сейсмичности и механизмов очагов землетрясений в районе водохранилищ Койна–Варна (рис. 3.17) позволяет выявить закономерности флюидной инициации сейсмических роев. Сопоставление временных рядов уровня воды с распределением сейсмических событий по фазам гидрологического цикла демонстрирует устойчивую корреляцию между периодами максимального наполнения водохранилищ и активизацией разломов.

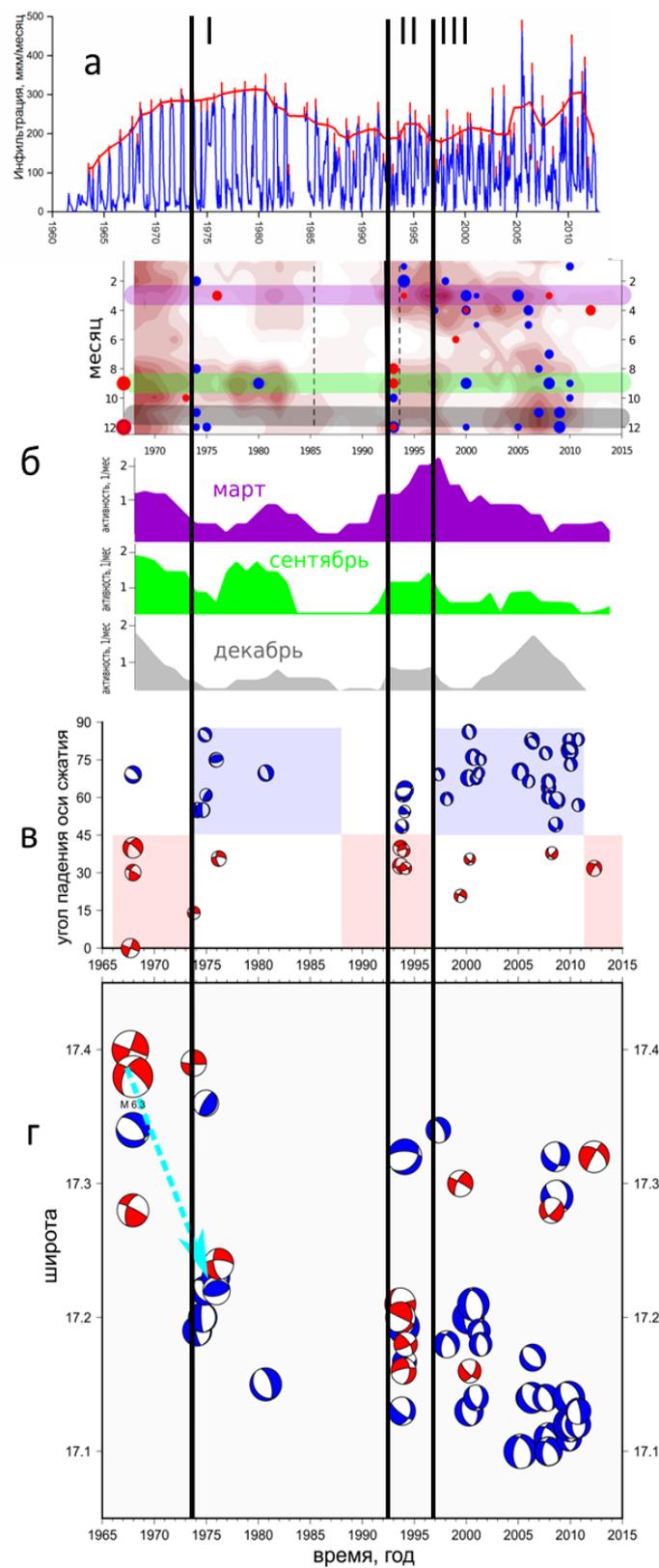


Рис. 3.17. Сопоставление данных о скорости инфильтрации воды в породе под водохранилищем Койна (а) ([Agora et al, 2017]), с оценками сезонных компонент наведённой сейсмичности и диаграммой сезонного распределения землетрясений (б) ([Смирнов, Пономарев, 2020]), с распределением очагов по углу падения оси максимального сжатия (в) и пространственно-временным распределением землетрясений (г) [Rao, Shashidhar, 2016].

На рис. 3.17 а и б сопоставлена динамика скорости инфильтрации воды в породы под водохранилищем Койна и динамика сезонных компонент сейсмической активности (взято из ([Смирнов, Пономарев, 2020])). Катастрофическое землетрясение $ML=6.3$ от 10 декабря 1967 года произошло в момент достижения пика скорости инфильтрации (1965–1967 годы), что указывает на прямую причинно-следственную связь между накоплением порового давления и генерацией крупных сейсмических событий.

На рис. 3.17(б) представлена детальная диаграмма сезонного распределения землетрясений с магнитудами $ML \geq 4.0$ за период 1968–2005 годов (сверху), а также профили сезонной активности для месяцев, соответствующих основным максимумам: марта, сентября и ноября-декабря (3.16(б) снизу). Горизонтальные заштрихованные полосы на верхнем графике обозначают временные интервалы, соответствующие профилям на нижнем графике и закрашены в соответствующий цвет. Пунктирными линиями отмечены важные этапы гидрологической истории региона: начало (08.06.1985) и завершение (03.08.1993) заполнения водохранилища Варна. Кружками показаны эпицентры землетрясений с $ML \geq 5.0$ ([Смирнов и др., 2017; Смирнов, Пономарев, 2020])).

Анализ диаграммы (рис. 3.17(б)) позволяет выявить трансформацию сезонного режима сейсмической активности после катастрофического землетрясения $ML = 6.3$ от 10 декабря 1967 года. В период 1968–1984 годов (эксплуатация только водохранилища Койна) активность преимущественно сконцентрирована в сентябре-октябре (осенний пик), достигая максимума в 1973 году. Профиль сезонной активности в сентябре демонстрирует устойчивую тенденцию с доминированием осенней компоненты, которая практически исчезает к середине 1980-х годов. Весенняя компонента выражена значительно слабее осенней: величина активности в марте почти вдвое меньше, чем в сентябре, события происходят менее регулярно с явными периодами затухания (1970, 1976–1977, 1980–1982 годы). К началу 1980-х годов обе сезонные компоненты практически полностью затухают.

После заполнения водохранилища Варна в 1993 году возобновляется и резко усиливается весенняя компонента сезонной сейсмической активности, достигая максимальной интенсивности в 1993–2005 годах. Осенняя компонента (сентябрь) появляется в конце интервала заполнения водохранилища (1992–1993 годы), но к 2000-м годам практически исчезает. Зимний пик активности в ноябре-декабре, отсутствовавший в предыдущие периоды, проявляется преимущественно в интервале 2005–2010 годов, создавая третий центр концентрации сейсмичности.

Рис. 3.17в (распределение очагов по углу падения оси максимального сжатия) демонстрирует эволюцию механизмов очагов во времени. В период 1964–1967 годов,

совпадающий с пиком инфильтрации, преобладают сдвиговые механизмы с меньшими углами падения оси сжатия (30° – 45°).

Временная эволюция механизмов и её связь с флюидной динамикой:

- 1964-1967 гг. (период высокой скорости инфильтрации). В этот период, совпадающий с пиком инфильтрации воды после заполнения водохранилища Койна, преобладают сдвиговые механизмы. Физический смысл этого явления заключается в том, что высокие градиенты порового давления эффективно снижают нормальные напряжения на поверхностях существующих сдвиговых разломов, облегчая их подвижку. Сильнейшее землетрясение $M=6.3$ от 10 декабря 1967 года произошло именно в этот период на фоне максимальной скорости инфильтрации.

- 1974-1975 гг. (период снижения скорости инфильтрации). После достижения пика водонасыщения и снижения градиента порового давления наблюдается качественная трансформация механизмов. Доминирующими становятся сбросовые события, мигрирующие на юг по разломной зоне землетрясения 1967 года. Эта эволюция отражает фундаментальное изменение напряженного состояния: переход от преимущественно горизонтальных тектонических напряжений к доминированию вертикальных компонент. Данная трансформация является прямым следствием длительного водонасыщения разломных зон, изменившего распределение эффективных напряжений в коре.

- 1978-1984 гг. (период частичной стабилизации). Сезонные компоненты сейсмичности, обусловленные годовыми колебаниями уровня воды в водохранилище Койна, повторно активизируются, но уже в южной сейсмической зоне сбросового типа, что указывает на пространственную миграцию активных зон разрыва.

- после 1993 г. (заполнение водохранилища Варна). Резкое повышение уровня воды в водохранилище Варна инициирует новую серию роев землетрясений преимущественно сбросового типа в южной части региона.

При высокой скорости инфильтрации и значительных градиентах порового давления активируются преимущественно сдвиговые разломы. Это обусловлено тем, что поровое давление непосредственно снижает эффективные нормальные напряжения на поверхностях разломов: $\sigma_{eff} = \sigma - \alpha P_p$, где α — коэффициент Био, P_p — поровое давление. Для сдвиговых разломов, расположенных под углом к главным напряжениям, этот эффект является критическим для достижения условия разрушения по критерию Мора-Кулона.

При длительном водонасыщении без высоких градиентов давления начинают доминировать сбросовые механизмы. Это связано с несколькими факторами:

- Минералогические преобразования (гидролиз) в зонах разломов, изменяющие их прочностные свойства
- Формирование зон повышенной проницаемости вдоль разломов нормального типа
- Релаксация горизонтальных тектонических напряжений за счет предыдущих сейсмических событий
- Изменение соотношения горизонтальных и вертикальных компонент эффективных напряжений из-за длительного воздействия порового давления.

Таким образом, комплексный анализ рисунка 3.17 позволяет сформулировать гипотезу о гидрогеомеханической эволюции сейсмогенной зоны. Первоначально, при быстром заполнении водохранилища Койна, основным фактором инициации сейсмичности являлось увеличение нормальных распирающих напряжений на поверхностях изначально преимущественно сухих разломов вследствие интенсивного поступления (инфильтрации) воды в кору вблизи водохранилища, что приводило к активизации сдвиговых механизмов. После катастрофического землетрясения 1967 года сформировалась новая система разломов, вдоль которой происходила южная миграция сейсмической активности. В этот период механизмы очагов трансформировались от преимущественно сдвиговых к сбросовым, что отражает переход к комбинированному воздействию гидростатической нагрузки и постепенного промокания разломных зон. На современном этапе, особенно после заполнения водохранилища Варна, доминируют диффузионные процессы переноса порового давления, что проявляется в преобладании весенней компоненты сейсмичности и генерации преимущественно сбросовых землетрясений в южной части региона. Полученные результаты имеют значение для понимания механизмов флюид-индуцированной сейсмичности и разработки прогнозных моделей для районов гидротехнического строительства.

3.2.4 Изменение параметра *b-value* в сезонных компонентах наведённой сейсмичности

Для выяснения сценария возбуждения сезонных компонент наведённой сейсмичности в районе водохранилищ Койна-Варна был выполнен детальный анализ динамики наклона графика повторяемости (*b-value*) в этих компонентах. Основные результаты данного исследования опубликованы в работе автора и коллег [Смирнов и др., 2022].

Доступный сейсмический каталог за период 1983–2015 гг. представительный для землетрясений с магнитудой $M_L \geq 3.0$ содержит 596 событий, что составляет в среднем 18 событий в год или 1.5 события в месяц. Столь невысокая статистика не позволяет получить надёжные оценки наклона графика повторяемости в пределах отдельного годового цикла.

Для решения этой проблемы был применён метод накопления эпох, показавший свою эффективность в аналогичных исследованиях [Смирнов, Завьялов, 2012]. Суть метода заключается в формировании сводного годового каталога событий, в котором объединены землетрясения за все 33 года, расположенные в пределах года (время события в составном каталоге – время в году без учёта номера самого года). Результаты представлены на рис. 3.18.

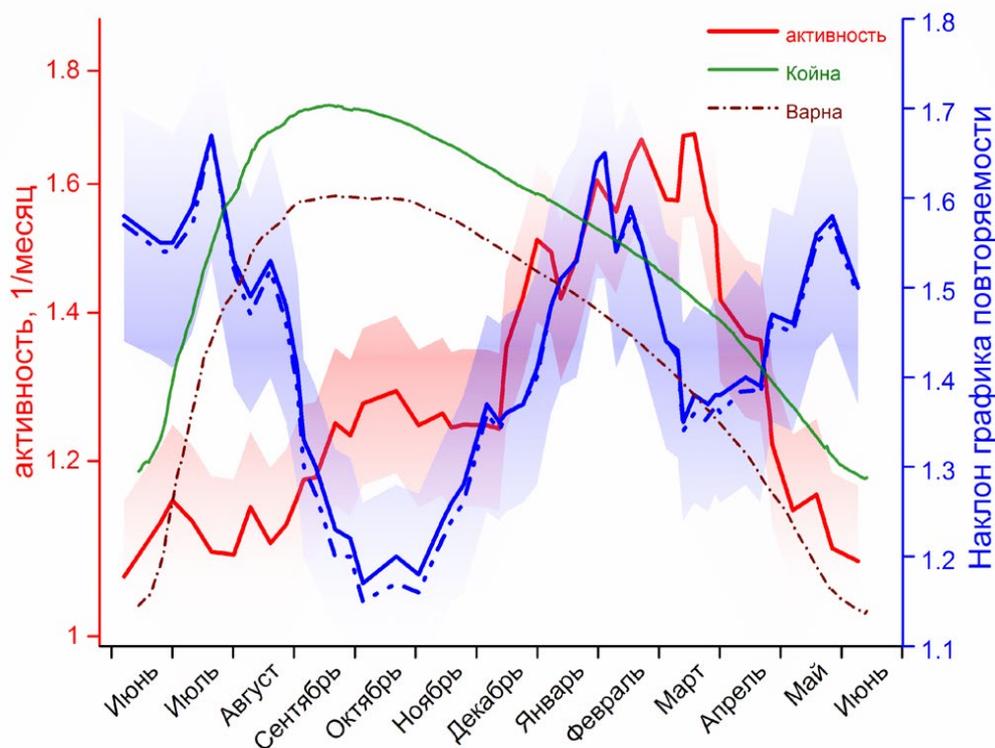


Рис. 3.18. Годовой цикл изменения уровня воды в двух водохранилищах: Койна – зелёным, Варна – прерывистой линией с точками, коричневом, сейсмической активности – красным, и наклона графика повторяемости – синим.

При имеющихся небольших объёмах месячных выборок стандартные оценки погрешностей и доверительных интервалов могут быть некорректны. Поэтому для верификации статистической значимости полученных результатов было проведено компьютерное моделирование на случайных каталогах.

Для моделирования случайного синтетического каталога сейсмических событий применялся метод, основанный на неоднородном пуассоновском процессе с синусоидальной модуляцией интенсивности и распределением магнитуд, соответствующим закону Гутенберга–Рихтера.

Входными параметрами алгоритма являются: L — общее число событий в каталоге; T — период модуляции активности (в годах); $a \in [0, 1)$ — относительная амплитуда

модуляции; M_{min} минимальная магнитуда; $b > 0$ — параметр наклона графика повторяемости в законе Гутенберга–Рихтера; t_1^0, t_2^0 — начальный и конечный годы наблюдений.

Основными шагами алгоритма является генерация времён наступления событий t_i с учётом периодической модуляции интенсивности $\lambda(t)$ и независимая от времени генерация магнитуд M_i из экспоненциального распределения над отсечением M_{min} , эквивалентного закону Гутенберга–Рихтера.

Для генерации времён событий сначала определяется средняя интенсивность:

$$\lambda_0 = \frac{L}{t_2^0 - t_1^0}.$$

Будем считать, что процесс возникновения событий в синтетическом каталоге – это нестационарный (неоднородный) пуассоновский процесс с периодической интенсивностью (синусоидой):

$$\lambda(t) = \lambda_0 \left[1 + a \sin \left(\frac{2\pi}{T} t \right) \right].$$

Времена наступления событий $\{t_i\}_{i=1}^L$ генерируются последовательно. Начальное значение принимается равным $t_1 = t_1^0$. На i -м шаге интервал $\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$ моделируется как реализация случайной величины, имеющей экспоненциальное распределение с параметром $\lambda(t_i)$, то есть с плотностью вероятности

$$f_{\Delta t_i}(x) = \lambda(t_i) \cdot \exp(-\lambda(t_i) \cdot x), \quad x > 0.$$

Следующий момент времени вычисляется по рекуррентному соотношению

$$t_{i+1} = t_i + \Delta t_i.$$

Полученная последовательность времён упорядочивается по возрастанию:

$$t_{(1)} \leq t_{(2)} \leq \dots \leq t_{(L)}.$$

Описанный пошаговый алгоритм представляет собой приближённую реализацию неоднородного пуассоновского процесса; при умеренных значениях амплитуды модуляции a и достаточно высокой средней интенсивности λ_0 он обеспечивает адекватную аппроксимацию периодической вариации сейсмической активности.

Магнитуды событий $\{M_i\}_{i=1}^L$ генерируются независимо от времён наступления событий и подчиняются распределению, соответствующему закону Гутенберга–Рихтера:

$$\log_{10} N(M) = a - bM,$$

где $N(M)$ — количество событий с магнитудой не менее M .

Плотность вероятности распределения магнитуд имеет вид:

$$p(M) = b \ln(10) \cdot 10^{-b(M-M_{min})}, \quad M \geq M_{min}.$$

Это распределение эквивалентно сдвигу экспоненциально распределённой случайной величины X с плотностью

$$f_X(x) = b \cdot \ln(10) \cdot \exp(-b \cdot \ln(10) \cdot x), \quad x > 0,$$

посредством преобразования $M = M_{min} + X$.

Таким образом, каждая магнитуда M_i генерируется как реализация случайной величины, распределённой с плотностью $p(M)$, независимо для каждого $i = 1, \dots, L$.

Синтетический каталог представляет собой набор пар (t_i, M_i) , ($i = 1, \dots, L$), где времена упорядочены по возрастанию, а магнитуды статистически независимы как между собой, так и от времён наступления событий.

Таким образом, описанная процедура позволяет генерировать синтетические каталоги, воспроизводящие основные статистические свойства реальных сейсмических роевых последовательностей: периодическую вариацию активности и экспоненциальное распределение магнитуд (закон Гутенберга-Рихтера). Такие каталоги могут быть использованы для тестирования алгоритмов обнаружения роев, оценки устойчивости параметров, а также для верификации гипотез о наличии скрытых периодических процессов в сейсмичности.

Синтетические каталоги формировались того же объёма, что и натуральный сейсмический каталог (512 событий) с пуассоновским потоком событий, промодулированным первой гармоникой изменения реальной активности, и распределением по магнитудам по закону Гутенберга-Рихтера со значением параметра b -value, оценённым по всем натурным данным. Затем из синтетического каталога формировался сводный годовой каталог (как это делалось для реального каталога), и выполнялись оценки параметров в скользящих окнах по тем же программам, что и для реального каталога. Такая процедура повторялась многократно (3000–10000 раз), вычислялись средние значения и стандартные отклонения оцениваемых по синтетическим каталогам параметров.

Результаты оценок активности и наклона графика повторяемости в годовом цикле представлены на рис. 3.19. Видно, что сезонные вариации наклона графика повторяемости выходят за односигмовый доверительный интервал, что подтверждает их статистическую значимость.

На рис. 3.19 видны обнаруженные в разделе 3.2.2 по данным каталога M4+ при активизации после завершения заполнения водохранилища Варна в 1993 г. два основных эффекта: немедленная осенняя активизация сейсмической активности в сентябре-октябре и существенная «задержанная» весенняя активизация в феврале-марте. Последняя сливается на сводном годовом интервале с дополнительной зимней активизацией в декабре-январе, появившейся после затухания весенней компоненты – после 2005 г.

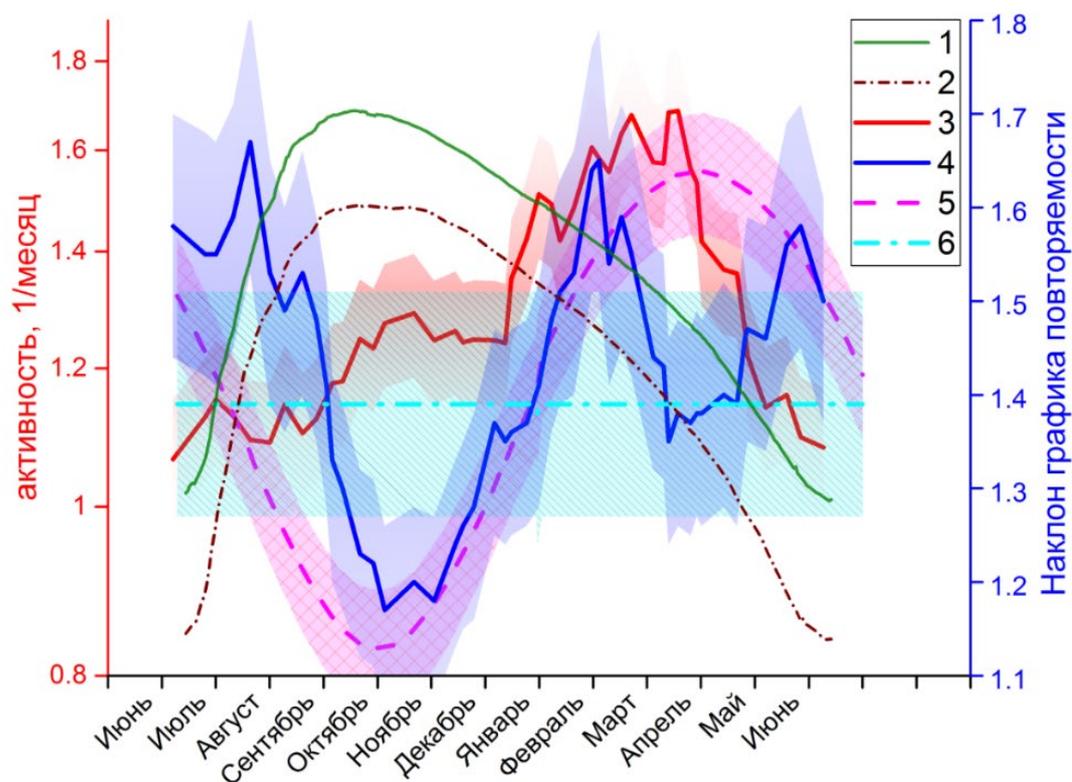


Рис. 3.19. Оценки активности и наклона графика повторяемости в годовом цикле. Уровень воды в водохранилищах: 1 – Койна, 2 – Варна. Активность по данным сейсмического (3) и случайного (5) каталога. Наклон графика повторяемости по данным сейсмического (4) и случайного (6) каталога, заштрихованной областью показан доверительный интервал 1σ .

На интервале активизации как немедленной (осенней), так и задержанной (весенней) сезонных компонент наклон графика повторяемости статистически значимо уменьшается, а на интервале уменьшения активности в этих компонентах – статистически значимо увеличивается. В период активизации зимней компоненты наклон графика повторяемости увеличивается вместе с увеличением активности.

На рис. 3.20 наглядно обозначены три основных пика сейсмической активности:

1. Осенний пик (сентябрь-октябрь) – немедленный отклик на достижение максимального уровня воды в водохранилищах

2. Весенний пик (февраль-март) – задержанный отклик, связанный с диффузией порового давления вглубь земной коры

3. Зимний пик (декабрь-январь) – дополнительная компонента, появившаяся после 2005 года

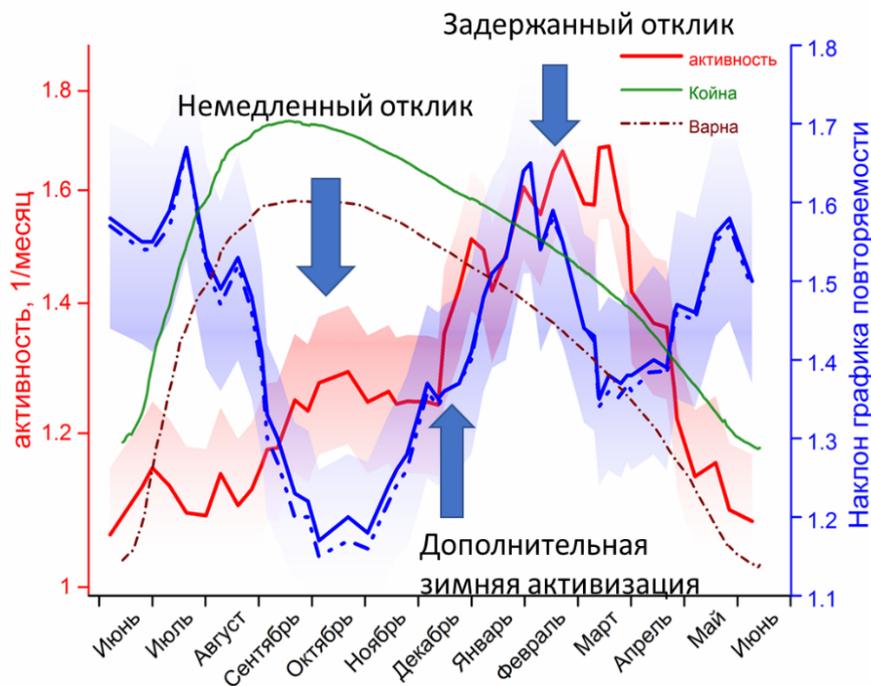


Рис. 3.20. Годовой цикл изменения уровня воды в двух водохранилищах: Койна – зелёным, Варна – прерывистой линией с точками, коричневым, сейсмической активности – красным, наклона графика повторяемости – синим и пики активности: стрелками показаны области повышения сейсмической активности и приведены обозначения пиков.

Снижение *b-value* в периоды активизации сезонных компонент указывает на относительное увеличение доли более сильных землетрясений в общем потоке событий. Данная динамика согласуется с моделью флюид-индуцированной сейсмичности, где повышение порового давления флюидов приводит к снижению эффективных напряжений на поверхностях разломов и, как следствие, к увеличению дифференциальных напряжений в среде. В отличие от этого, увеличение *b-value* в период активизации зимней компоненты может свидетельствовать о качественно ином механизме генерации данных событий – возможно, связанном с процессами дренирования флюидов из системы или разгрузкой напряжений после сезонного цикла (этот вопрос требует отдельного исследования).

Заключение к главе III

Проведённый комплексный анализ сейсмических роёв в Коринфском рифте и наведённой сейсмичности в районе водохранилищ Койна-Варна позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Эволюция параметров сейсмичности как в естественных (Коринфский рифт), так и в техногенных (Койна-Варна) роях демонстрирует качественную общность сценариев развития разрушения. Снижение *b-value*, увеличение фрактальной размерности *d* гипоцентров и переход комплексного параметра $q = 2b - d$ в отрицательную область на стадии

активизации роя соответствует стадии лавинообразного развития микротрещин по модели ЛНТ. Это свидетельствует о том, что флюиды выступают не как непосредственная причина разрушения, а как триггерный фактор, инициирующий стандартный сценарий лавинообразного развития трещин в среде, находящейся в напряженном состоянии.

2. Как в Коринфском рифте миграция сейсмичности в рое 2003–2004 годов, локализованном под заливом, так и миграция сейсмичности в районе водохранилища Койна-Варна по разлому землетрясения 1962 г., указывает на распространение фронта порового давления вдоль разломной системы. В районе Койна-Варна динамика сезонных компонент активности демонстрирует эволюцию от немедленного отклика на гидрологическую нагрузку к задержанному механизму, обусловленному диффузией порового давления вглубь земной коры.

3. Нахождение среды в условиях длительного флюидного насыщения (под Коринфским заливом, в южной части района Койна-Варна после 1995 г.), может предотвратить генерацию сильных землетрясений. В зонах с эпизодическим флюидным режимом (материковая часть Коринфского рифта, северная часть района Койна-Варна) возможна генерация относительно сильных событий.

4. Двойственная роль флюидов в инициации землетрясений: с одной стороны, они вызывают землетрясения, снижая порог инициации разрушения за счёт снижения эффективных напряжений, с другой стороны, ограничивают масштаб разрушений за счёт диссипации энергии и предотвращения накопления больших критических напряжений.

Таким образом, анализ роевой активности в различных геодинамических условиях подтверждает гипотезу о флюидной природе невулканических сейсмических роёв. Флюиды являются триггерным фактором в генерации землетрясений, а инициированный флюидами процесс разрушения развивается по единому сценарию лавинообразного трещинообразования (модель ЛНТ), однако его масштаб и продолжительность, предположительно, определяются соотношением между разупрочняющим действием флюидов и способностью среды к накоплению упругой энергии.

Глава IV. Флюидная инициация акустического роевого режима в лабораторных экспериментах по физическому моделированию флюидной инициации сейсмических роев.³

В четвертой главе приведены результаты анализа сигналов акустической эмиссии, полученных в условиях лабораторных экспериментов по моделированию флюидной инициации разрушения, опубликованные в работах автора и коллег: [Потанина и др., 2015, Лапшин и др., 2016, Лапшин и др., 2018, Смирнов и др., 2020]

Лабораторные эксперименты были проведены для обоснования предположений о флюидной инициации сейсмических роев Коринфского залива и наведенной сейсмичности в районе водохранилищ Койна-Варна (выдвинутых в предыдущих главах работы). В проведении лабораторных исследований автор участвовала на стадиях планирования экспериментов и анализа данных. Описание использовавшегося лабораторного оборудования и концепцию лабораторного моделирования переходных сейсмических режимов подробно описано в [Смирнов, Пономарев, 2020].

Эксперименты различались по характеру инициации акустической активности, по материалу и состоянию образцов, по условиям, по оборудованию. В таблице 4.1 приведена сводка всех лабораторных экспериментов, результаты которых приведены в данной работе. В подзаголовках в скобках указаны разделы настоящей главы, в которых рассматриваются результаты соответствующих экспериментов. В последнем столбце таблицы даны ссылки на соответствующие публикации автора диссертации.

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Потанина М.Г.**, Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Любушин А.А., Шозиёв Ш.П. Особенности акустической эмиссии при флюидной инициации разрушения по данным лабораторного моделирования // Физика Земли. – 2015. – № 2. – С. 126-138. – EDN: TJFEWF.
2. Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарев А.В., **Потанина М.Г.**, Смирнов В.Б., Строганова С.М. Инициация акустической эмиссии в обводненных образцах песчаника // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 469. № 1. – С. 97-101. – EDN: UBXPFN.
3. Лапшин В.Б., Смирнов В.Б., Скубачевский А.А., Пономарев А.В., Патонин А.В., Хромов А.А., **Потанина М.Г.** Численные и лабораторные эксперименты по разрушению конструкционных материалов под воздействием электромагнитного поля // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика. Астрономия. – 2018. – № 5. – С. 90-95. – EDN: YXPUHR.
4. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Исаева А.В., Бондаренко Н.Б., Патонин А.В., Казначеев П.А., Строганова С.М., **Потанина М.Г.**, Chadha R.K., Arora K. Флюидная инициация разрушения в сухих и водонасыщенных горных породах // Физика Земли. – 2020. – № 6. – С. 86-105. – EDN: NHULHG.

Таблица 4.1 Перечень и описание лабораторных экспериментов, результаты которых представлены в работе (в скобках подзаголовков указаны пункты настоящей главы, посвященные соответствующим экспериментам).

а) Серия экспериментов по внесению воды на свободную поверхность образца без давления (пункт 4.1)

№	Способ возбуждения акустической эмиссии	Вид моделируемого сейсмического режима	Материал образца	Прессовое оборудование	Условия			Публикации с участием диссертанта
					Нагрузка	Воздействие	Состояние образца	
1	Внесение воды на свободную поверхность сухого образца	1. Сейсмические рои, вызванные осадками. 2. Наведенная сейсмичность при первичном заполнении водохранилища	Бетон с ослабленной внутренней зоной	Рычажный пресс	Одноосное нагружение под боковым сжатием	Внесение воды без давления	Сухой	Потанина и др., 2015
2	Повторное и многократное внесение воды на свободную поверхность образца	Сезонная сейсмичность при функционировании водохранилища	Бетон с ослабленной внутренней зоной	Рычажный пресс	Одноосное нагружение под всесторонним сжатием	Внесение воды без давления	Флюид-насыщенный	

Продолжение Таблицы 4.1

б) Серия экспериментов по внесению воды под давлением (пункт 4.2)

№	Способ возбуждения акустической эмиссии	Вид моделируемого сейсмического режима	Материал образца	Прессовое оборудование	Условия			Публикации с участием диссертанта
					Нагрузка	Воздействие	Состояние образца	
3	Повторное и многократное внесение воды под давлением	1. Сейсмические рои при закачке флюида в скважины 2. Вулканические рои	Гранит с термически повышенной пористостью из Воронежского кристаллического массива	Пресс INOVA-1000	Одноосное нагружение при всестороннем сжатии	Поровое давление от 1 до 2.6 МПа	Сухой (первая часть) Флюид-насыщенный (вторая часть)	Смирнов и др., 2020
4	Повторное и многократное внесение воды под давлением	1. Сейсмические рои при закачке флюида в скважины 2. Вулканические рои?	Гранит, две открытые макротрещины, керн из района Койна-Варна	Пресс INOVA-1000	Одноосное нагружение при всестороннем сжатии	Поровое давление от 1 до 2.6 МПа	Сухой (первая часть) Флюид-насыщенный (вторая часть)	Смирнов и др., 2020
5	Повторное и многократное внесение воды под давлением	Гранит, закрытая макротрещина, керн из района Койна-Варна						
6	Повторное и многократное внесение воды под давлением	Песчаник Буффало						

Продолжение Таблицы 4.1

в) Серия экспериментов по воздействию на образцы электрическим током и электростатическим полем (пункт 4.3)

№	Способ возбуждения акустической эмиссии	Вид моделируемого сейсмического режима	Материал образца	Прессовое оборудование	Условия			Публикации с участием диссертанта
					Нагрузка	Воздействие	Состояние образца	
7	Импульсное воздействие электрическим током	?	Песчаник Berea (Berea)	Пресс INOVA-1000	Одноосное нагружение при всестороннем сжатии	Гальванический (переменный и постоянный) ток (от 60 В до 1500 В) в течении интервалов (100, 300, 600 с),	Флюид-насыщенный проводящим флюидом	Лапшин и др., 2016, Лапшин и др., 2018
8	Импульсное воздействие электростатическим полем	?	Песчаник Berea (Berea)	Пресс INOVA-1000	Одноосное нагружение при всестороннем сжатии	Бесконтактное электростатическое поле	Сухой / Флюид-насыщенный проводящим флюидом	Лапшин и др., 2016,
9	Длительное воздействие электрическим током	?	Песчаник Berea (Berea)	Пресс INOVA-1000	Одноосное нагружение при всестороннем сжатии	Непрерывное (1,25 ч.) воздействие э/т (мощность 2, 5 Вт)	Флюид-насыщенный проводящим флюидом	Лапшин и др., 2016,

Продолжение Таблицы 4.1

г) Серия экспериментов по воздействию на флюид-насыщенный образец электрическим током без нагрузки («на столе») (пункт 4.3)

№	Способ возбуждения акустической эмиссии	Вид моделируемого сейсмического режима	Материал образца	Прессовое оборудование	Условия			Публикации с участием диссертанта
					Нагрузка	Воздействие	Состояние образца	
10	Импульсное воздействие электрическим током	?	Песчаник Береа (Berea)	нет	нет	Импульсные воздействие стабилизированным током 35 мА. Мощность от 1 до 3 Вт. Длительность сеансов от 100 до 600 секунд	Флюид-насыщенный проводящим флюидом	Лапшин и др., 2018
11		?	Бетон	нет	нет	Импульсные воздействие током (ступенька)	Флюид-насыщенный проводящим флюидом	Лапшин и др., 2018
12		?	Бетон	нет	нет	нет	Импульсные воздействие током (треугольное)	Флюид-насыщенный проводящим флюидом

4.1 Акустический роеобразный режим в экспериментах по введению жидкости на поверхность образцов без повышения порового давления

Эксперимент № 1. Введение воды на свободную поверхность сухого образца.

Детальное описание методики, оборудования и хода эксперимента представлено в работе [Соболев, Пономарев, 2011]. В данном разделе приведены основные сведения о постановке эксперимента, основанные на публикации [Потанина, 2015], с дополнительным анализом и интерпретацией полученных результатов.

В ходе эксперимента на рычажном прессе, подвергался механическому воздействию неоднородный бетонный образец, имеющий форму косоугольного параллелепипеда со следующими геометрическими параметрами: размер основания составлял 205 мм, толщина — 85 мм, длина боковой грани — 266 мм, угол наклона — 65° . Образец находился под длительным одноосным нагружением в условиях бокового поджатия. Общая продолжительность эксперимента составила приблизительно четыре месяца. Для регистрации акустической эмиссии (АЭ) на передней и задней поверхностях образца были установлены восемь датчиков. На верхней грани образца монтировался специальный контейнер без дна и крышки, предназначенный для введения воды в исследуемую систему. Схематическое изображение и фотографии экспериментальной установки представлены на рис. 4.1–4.3.

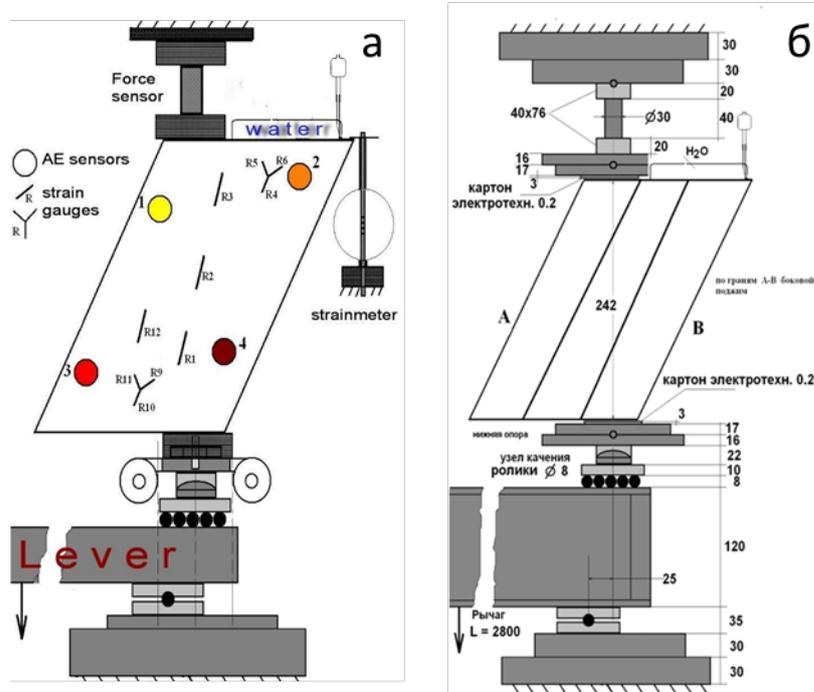


Рис. 4.1. Схемы экспериментальной установки. Стрелками обозначены направления приложения осевой нагрузки и бокового поджатия. На верхней грани образца показан резервуар для заполнения водой. а) Кругами указаны позиции датчиков акустической эмиссии, установленных на передней поверхности образца (1–4), аналогичным образом четыре датчика расположены на задней поверхности. б) Показаны размеры.



Рис. 4.2. Экспериментальная установка. Образец в прессе.



Рис. 4.3. Экспериментальная установка. Показаны датчики и резервуар.

Эксперимент состоял из двух основных этапов. Первый этап включал постепенное ступенчатое одноосное нагружение образца с помощью рычажного пресса (динамика приложенной нагрузки отражена красной кривой на рис. 4.4). Каждая последующая ступень нагрузки осуществлялась только после полного прекращения сигналов акустической эмиссии, вызванных предыдущим нагружением (интенсивность АЭ показана зеленой кривой на рис. 4.4). Каждую такую ступень, а также связанную с ней акустическую активность, условно обозначали как серию (номера серий приведены на рис. 4.4).

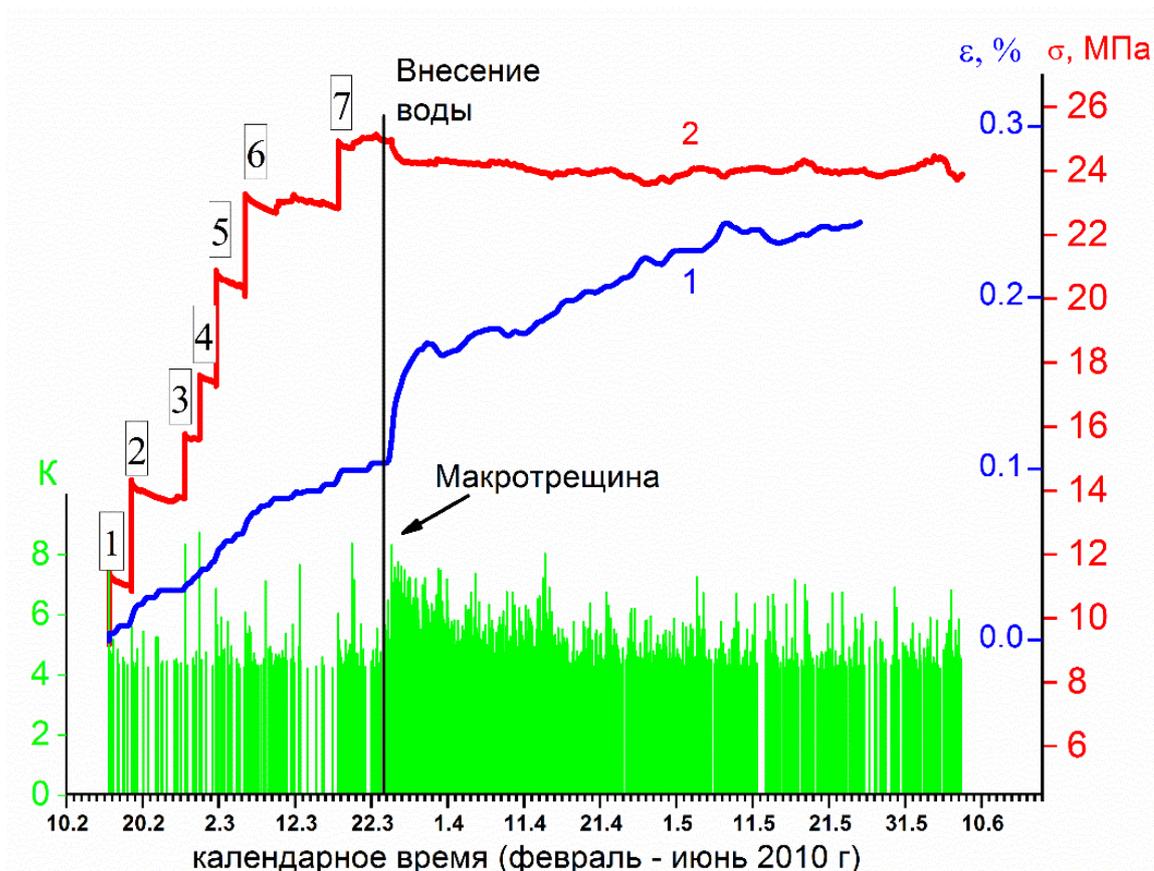


Рис. 4.4. История нагружения образца во времени: продольная деформация ε (1) и усилие σ , приложенное на площадках пуансонов (2). Цифрами обозначены номера серий нагружения. В нижней части графика представлены энергетические классы акустических событий. Вертикальной линией отмечен момент введения воды, стрелкой — образование макротрещины.

Прекращение сигналов акустической эмиссии свидетельствовало о завершении процессов разрушения, инициированных предыдущим приростом нагрузки, перераспределении напряжений и переходе образца в метастабильное состояние. Таким образом, каждая новая серия нагружения начиналась после полной релаксации акустической активности, вызванной предшествующим нагружением.

Первый этап эксперимента носил подготовительный характер и был необходим для создания в образце напряженного состояния, аналогичного условиям в верхних слоях земной коры. Через семь дней после последней ступени нагружения (седьмая серия), когда акустическая эмиссия достигла устойчивого фонового уровня, начался второй этап эксперимента — заполнение водой резервуара на верхней грани образца. Заполнение осуществлялось без создания избыточного давления жидкости. Уровень воды в резервуаре поддерживался в течение 48 часов таким образом, чтобы исключить осушение верхней грани образца под резервуаром. После этого добавление воды прекращалось. Общий объем жидкости, проникшей в образец через дно резервуара, составил 70 мл.

Второй этап эксперимента являлся основным. Диффузия воды в материал образца инициировала процессы разрушения, проявившиеся в виде возникновения сигналов акустической эмиссии, аналогичных сейсмическому рою. При этом дополнительное механическое нагружение образца было прекращено, а разрушение в области непосредственно под резервуаром вызывалось исключительно воздействием воды. Впоследствии было зафиксировано перемещение источников акустической эмиссии от области под резервуаром к центральной части образца, что привело к формированию макротрещины.

Через 25.4 часа после начала заполнения резервуара водой в образце сформировалась макротрещина, визуально наблюдаемая на боковой поверхности. Спустя 3 часа после образования макротрещины в образце спонтанно возник рой акустических событий.

В ходе эксперимента были выявлены четыре различных типа инициации акустической активности:

1. «Силовая» инициация на этапе ступенчатого увеличения нагрузки на сухой образец
2. Инициация вблизи резервуара в результате диффузии жидкости
3. Активность, отражающая процессы подготовки и образования макротрещины
4. Спонтанная инициация на стадии релаксации акустического режима после формирования макротрещины

Исходные данные представлены в виде восьми бюллетеней акустических событий, зарегистрированных соответствующими датчиками. Каждый бюллетень содержит информацию о временах вступлений сигналов и максимальных амплитудах электрического отклика. Объем бюллетеней варьировался от 6 до 11 тысяч событий в зависимости от датчика. По аналогии с сейсмическими каталогами для каждого события был определен энергетический класс, вычисляемый как логарифм квадрата амплитуды электрического сигнала соответствующего датчика.

Дополнительно был подготовлен каталог событий с данными о времени возникновения, пространственном положении и энергетическом классе источников АЭ. Однако

детальный анализ миграции источников акустической активности, проведенный по этому каталогу, позволил выявить лишь общие тенденции. Поэтому в настоящей работе основное внимание уделено анализу бюллетеней отдельных акустических датчиков, что обеспечивает более высокую детальность исследования вариаций инициированного акустического режима.

Методика обработки экспериментальных данных подробно описана в работе [Потанина и др., 2015]. Первичная обработка включала определение представительного энергетического класса, выполняемого по стандартной методике на основе построения графика повторяемости акустических событий.

На рис. 4.5 представлены графики повторяемости акустических событий для всех восьми датчиков.

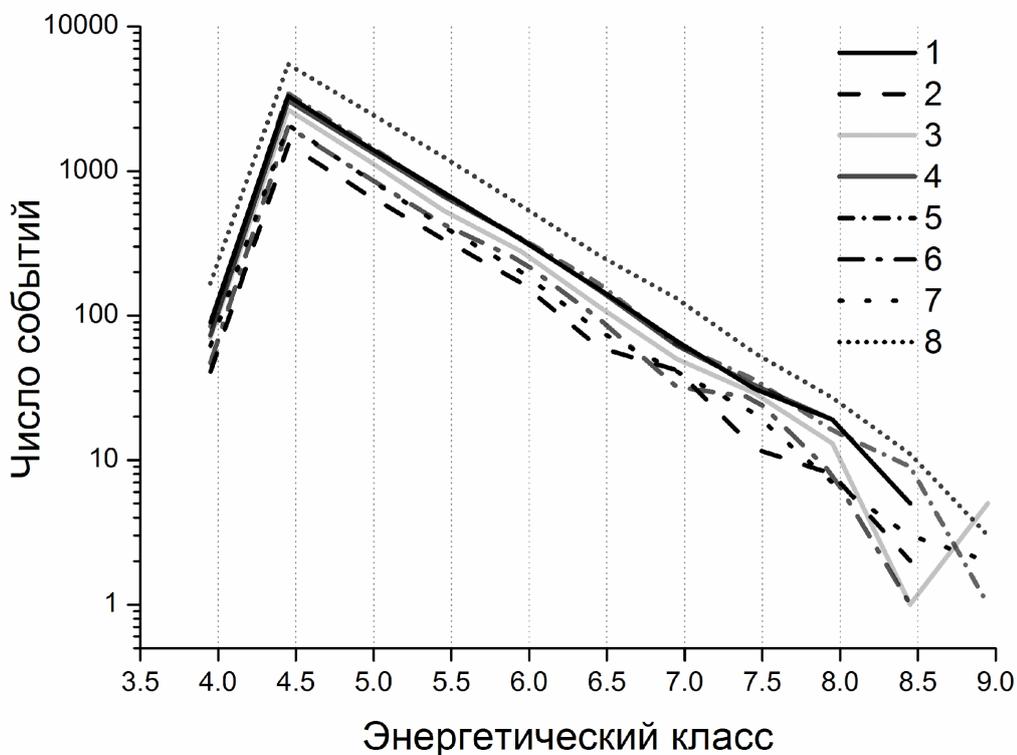


Рис. 4.5. Распределения количества акустических событий по энергетическим классам, построенные по данным бюллетеней различных датчиков. Цифрами обозначены номера соответствующих датчиков.

Анализ показывает, что для всех бюллетеней значение представительного класса составляет 4.4, а наклоны графиков повторяемости практически идентичны. Это обстоятельство позволило проводить сопоставительный анализ данных, полученных от различных датчиков. Оценка представительного класса по каталогу акустических событий, выполненная по методике, описанной в работах [Смирнов, 1997; Смирнов, 2009], дала значение 4.5, что подтверждает надежность полученных результатов.

После определения представительного класса были выделены и детально исследованы четыре стадии эксперимента.

Стадия I: "Силовая" инициация. Анализ изменения скорости акустической эмиссии во времени для семи серий "силового" нагружения показал, что резкое ступенчатое увеличение нагрузки на образец вызывает акустическую эмиссию, качественно схожую с афтершоковыми последовательностями в природных землетрясениях. Данные результаты согласуются с ранее полученными в работах [Смирнов, Пономарев, 2004; Смирнов и др., 2010].

Стадия II: Флюидная инициация. После стабилизации уровня акустической активности (через неделю после седьмой серии нагружения) резервуар на верхней грани образца был заполнен водой, и это состояние поддерживалось в течение 48 часов.

В процессе эксперимента визуально фиксировалось увеличение области промокания на боковой поверхности образца (фотографии представлены на рис. 4.6).



Рис. 4.6. Промокание образца в различные моменты времени после введения воды.

По полученным данным были построены зависимости радиуса области обводнения R от времени (рис. 4.7, кривые 1 и 2). На этом же рисунке приведены результаты замеров расхода воды из резервуара, сопоставленные с размерами обводненной области при допущении о неизменной во времени и пространстве пористости образца. Полученные данные не противоречат модели диффузионного распространения жидкости. При предположении о нормальной сферической диффузии от точечного источника радиус фронта распространения жидкости описывается соотношением $R = \sqrt{4\pi Dt}$. Кривые диффузии, представленные на рис. 4.7, соответствуют коэффициентам диффузии $D = 3.2 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$ и $D = 4 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$.

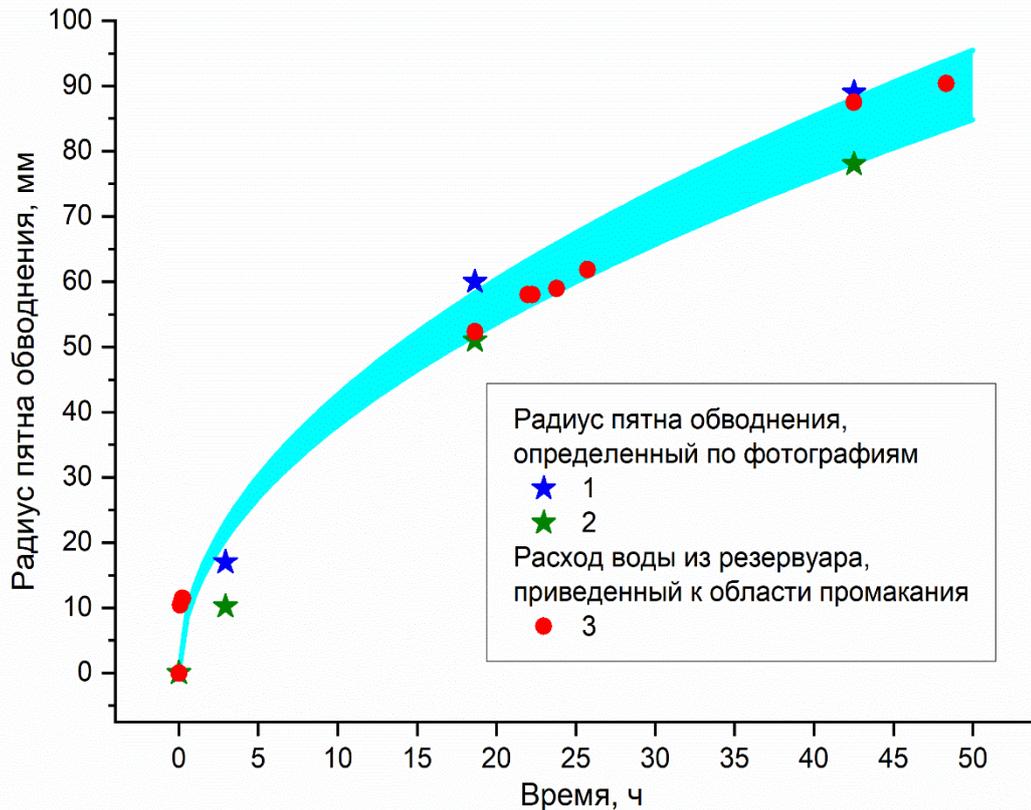


Рис. 4.7. Зависимость размера пятна обводнения R от времени t после наполнения резервуара водой. Кривые 1 и 2 — верхняя и нижняя оценки R по фотографиям; сплошная область между ними проведена между соответствующими диффузионными аппроксимациями ($R = \sqrt{4\pi Dt}$, $D = 3.2 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$ и $D = 4 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$.); 3 — расход воды из резервуара, пересчитанный к области промокания.

Для оценки распределения напряжений внутри образца был проведен численный расчет поля напряжений методом конечных элементов в программном пакете COMSOL. При расчетах не учитывалась специальная подвижная система опоры рычага, компенсирующая поворот оси нагружения, а соединение пуансонов и образца считалось абсолютно жестким вдоль контактных поверхностей.

В рамках критерия Мора-Кулона разрушение происходит, когда максимальные кулоновские напряжения достигают критического значения, это скалярная характеристика напряженного состояния среды [Jaeger, 2007; Kanamori, 2009; Watts, 2009]. На рис. 4.8 представлены результаты расчета распределения максимальных кулоновских напряжений τ_{\max} в образце (коэффициент внутреннего трения принят равным 0.6).

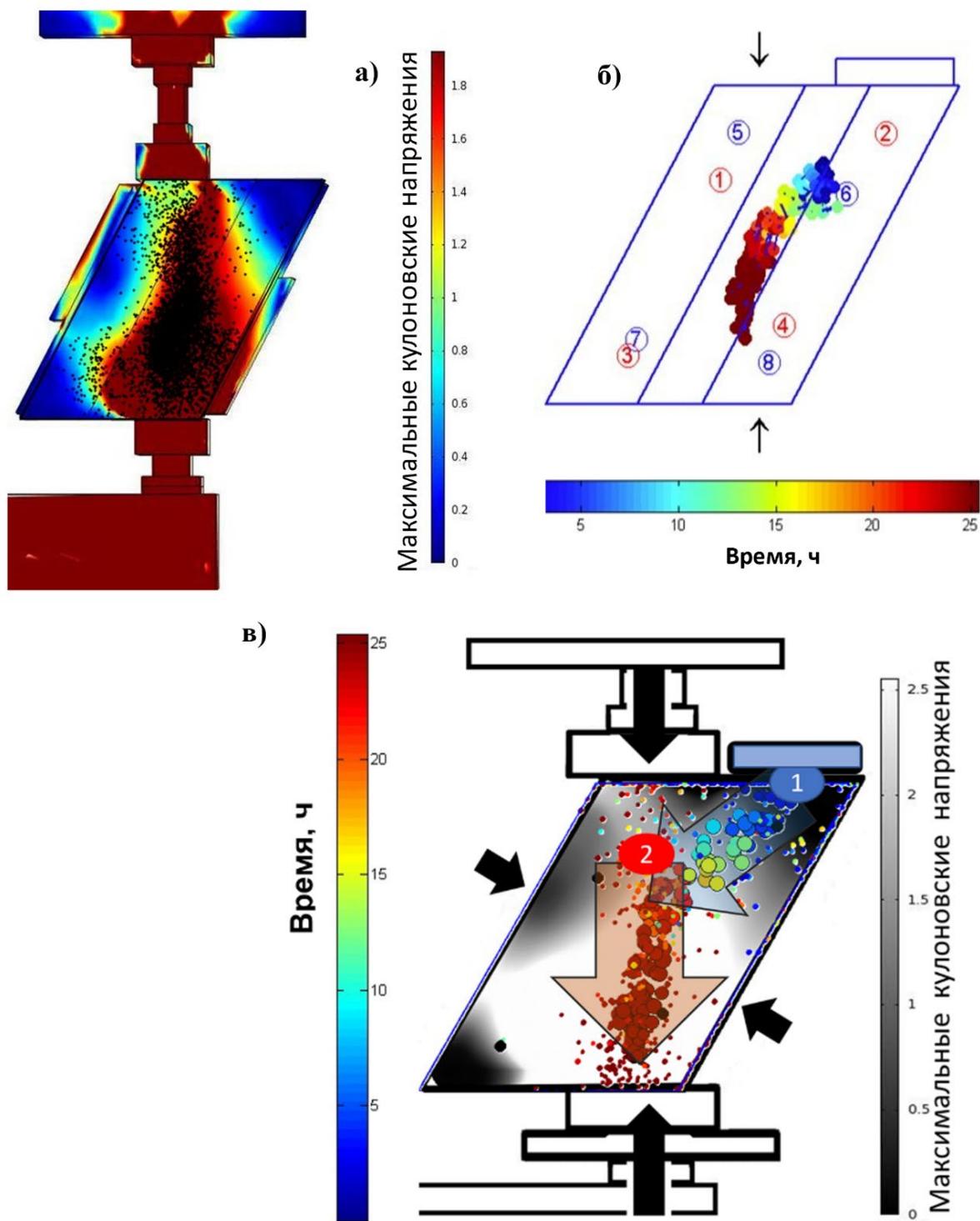


Рис. 4.8. Распределение рассчитанных максимальных кулоновских напряжений и миграция акустической эмиссии в образце: а) Распределение кулоновских напряжений (цветовая шкала) и положения источников АЭ (черные маркеры); б) Положения барицентров источников АЭ во времени (цветом показано время с начала заполнения резервуара, кружки с цифрами - датчики); в) Распределение кулоновских напряжений и положения источников АЭ во времени: градациями серого показаны значения максимальных кулоновских напряжений (от темного для низких значений до белого для высоких), цветом показано время с начала заполнения резервуара). Стрелками 1 и 2 обозначены направления миграции акустической эмиссии

Анализ показывает, что максимальные значения τ_{\max} наблюдаются в области, расположенной вдоль оси нагружения. В зоне непосредственно под резервуаром с водой уровень кулоновских напряжений на порядок ниже.

На рис. 4.8в стрелками указаны направления миграции акустических событий. Анализ выявляет две ветви миграции. Через 1 минуту после введения воды акустическая эмиссия возникает непосредственно под резервуаром, в области относительно низких кулоновских напряжений. От резервуара акустическая эмиссия перемещается к оси образца со скоростью, близкой к характерной скорости диффузии жидкости на начальном этапе (первые 10 часов, рис. 4.7). Эта ветвь миграции обозначена на рис. 4.8в цифрой 1. Через 12–14 часов акустическая активность достигает области максимальных кулоновских напряжений в осевой части образца (что согласно кривой диффузии на рис. 4.7 соответствует достижению этой области фронтом диффундирующей воды). Начиная с этого момента, возникает вторая ветвь миграции (обозначенная на рис. 4.8в цифрой 2), где акустическая эмиссия перемещается в области максимальных кулоновских напряжений сверху вниз вдоль оси нагружения со скоростью, значительно превышающей оцененную скорость диффузии воды. Миграция завершается образованием макротрещины в нижней части образца через 25.419 часа после начала инициации.

На рис. 4.9 совмещены аппроксимация диффузионного распространения фронта жидкости (см. рис. 4.7) и график миграции акустической эмиссии - зависимость расстояния от резервуара с водой до барицентра облака акустических событий от времени после наполнения резервуара. Оценки выполнены во временных окнах: первые 4 точки — окно 10 событий, остальные точки — окно 25 событий; сдвиг окон — 5 событий. Такой подход позволил сгладить статистический шум и выделить трендовые закономерности. Разными маркерами (соответствующими маркерам на рис. 4.8б) обозначены различные фазы миграции. Бирюзовым цветом показана аппроксимация диффузии воды в образце (см. рис. 4.7).

Анализ данных показывает, что на начальном этапе (первые 18 часов) миграция акустической эмиссии происходит с постоянной скоростью, строго коррелирующей со скоростью движения фронта диффузионного потока воды. После достижения роя акустических событий зоны максимальных кулоновских напряжений (приблизительно на отметке 18–20 часов) наблюдается резкий скачок скорости миграции — её величина увеличивается на порядок, что свидетельствует об ускоренном накоплении повреждений в материале. Эта фаза предшествует образованию макротрещины. Бирюзовая линия, отображающая теоретическую аппроксимацию диффузионного процесса, подчеркивает, что переход от линейной к экспоненциальной динамике миграции АЭ связан не с изменением скорости фильтрации, а с критическим перераспределением напряжений в образце.

Полученные результаты указывают на двухэтапный механизм флюид-индуцированного разрушения: на первом этапе диффузия жидкости инициирует локальное ослабление структуры через микротрещинообразование, вызывая рой акустических событий, а на втором — концентрация напряжений в зонах с высоким кулоновским потенциалом приводит к лавинообразному росту трещин, и миграция роя происходит самопроизвольно, в «сухой» области, уже без влияния флюида.

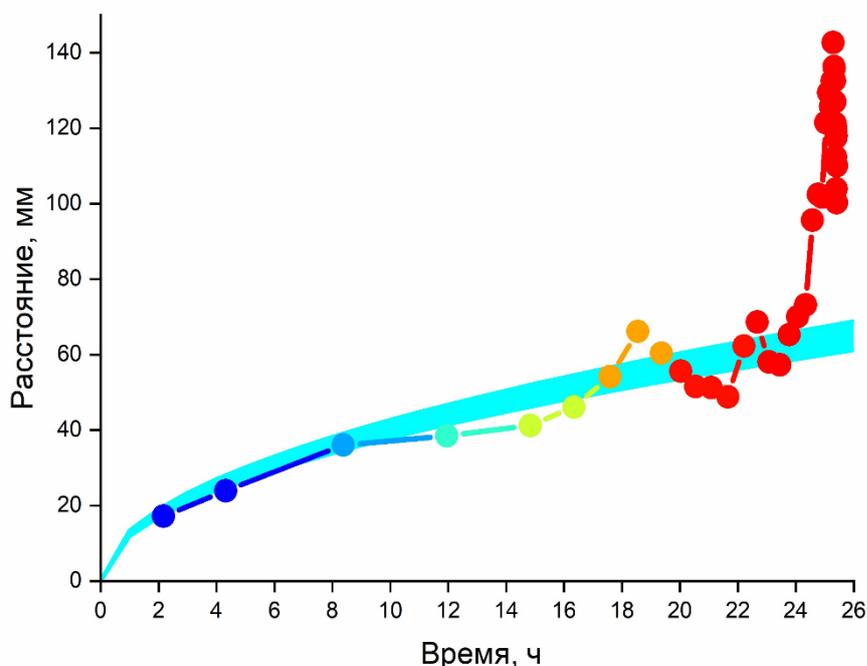


Рис. 4.9. Миграция акустической эмиссии после внесения воды: зависимость расстояния от резервуара до барицентра облака акустических событий от времени после наполнения резервуара. Маркеры соответствуют рис. 4.8.б

Для детального исследования характера активизации процесса разрушения под действием диффузии воды были проанализированы восемь бюллетеней акустических событий (по одному для каждого датчика). В скользящем событийном окне по 25 событий, сдвигаемом на одно событие, были рассчитаны активность акустической эмиссии и наклон графика повторяемости *b-value* (рис. 4.10).

На рис. 4.10 по всем восьми записям прослеживается сначала затухание АЭ после последней (седьмой) ступени силового нагружения, а затем активизация АЭ после введения воды в резервуар. Для детального анализа инициации АЭ флюидом был выбран бюллетень акустических событий датчика № 2, расположенного ближе всего к резервуару (на расстоянии 36 мм под резервуаром) (рис. 4.11 и рис. 4.12).

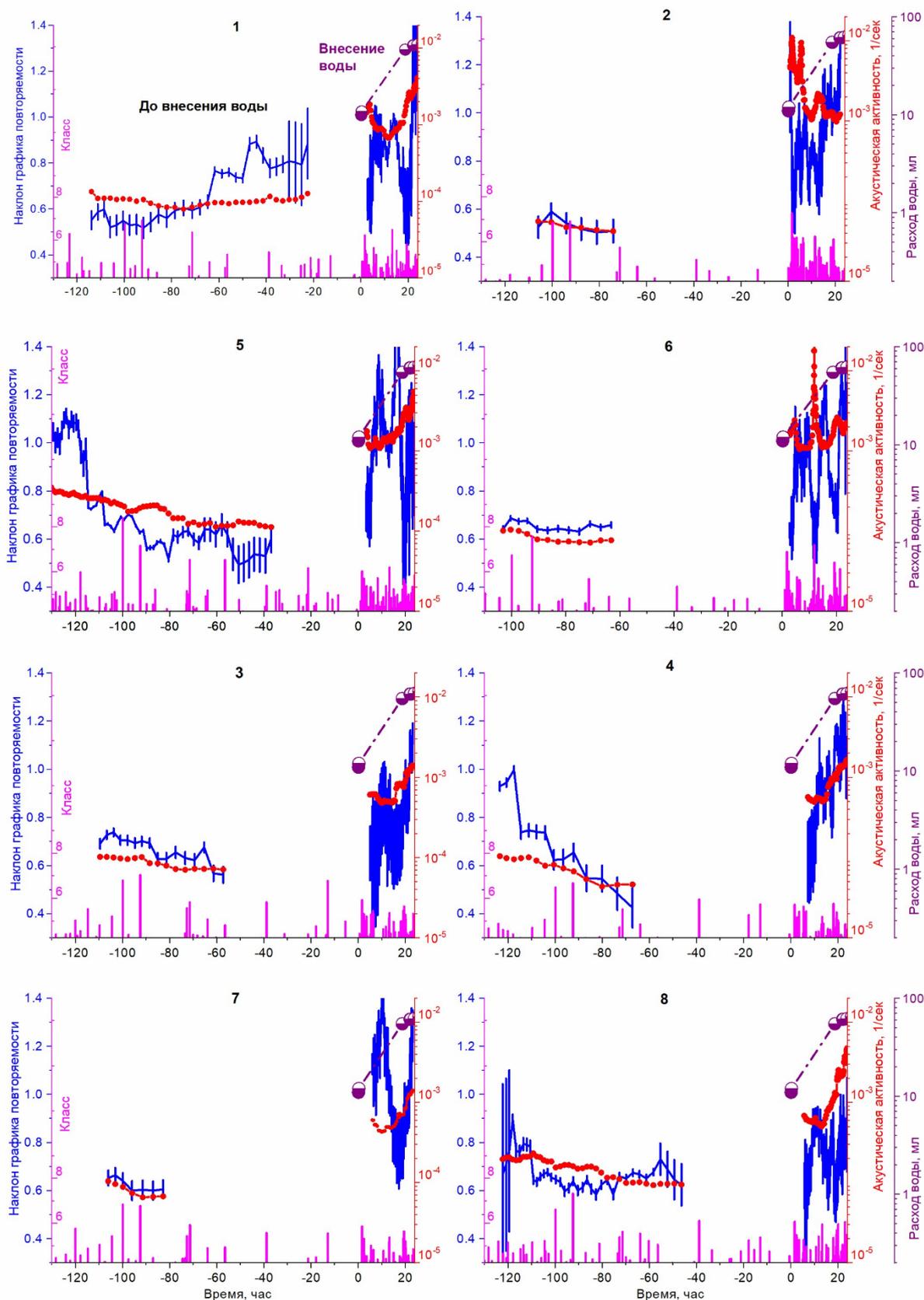


Рис. 4.10. Акустическая активность (красная кривая), наклон графика повторяемости (синяя кривая), интенсивность АЭ (розовые столбики) и расход воды (фиолетовые маркеры) до и после внесения воды в образец по данным 8 каналов регистрации (графики расположены согласно расположению датчиков; 1-2-5-6 сверху, 3-4-7-8 снизу).

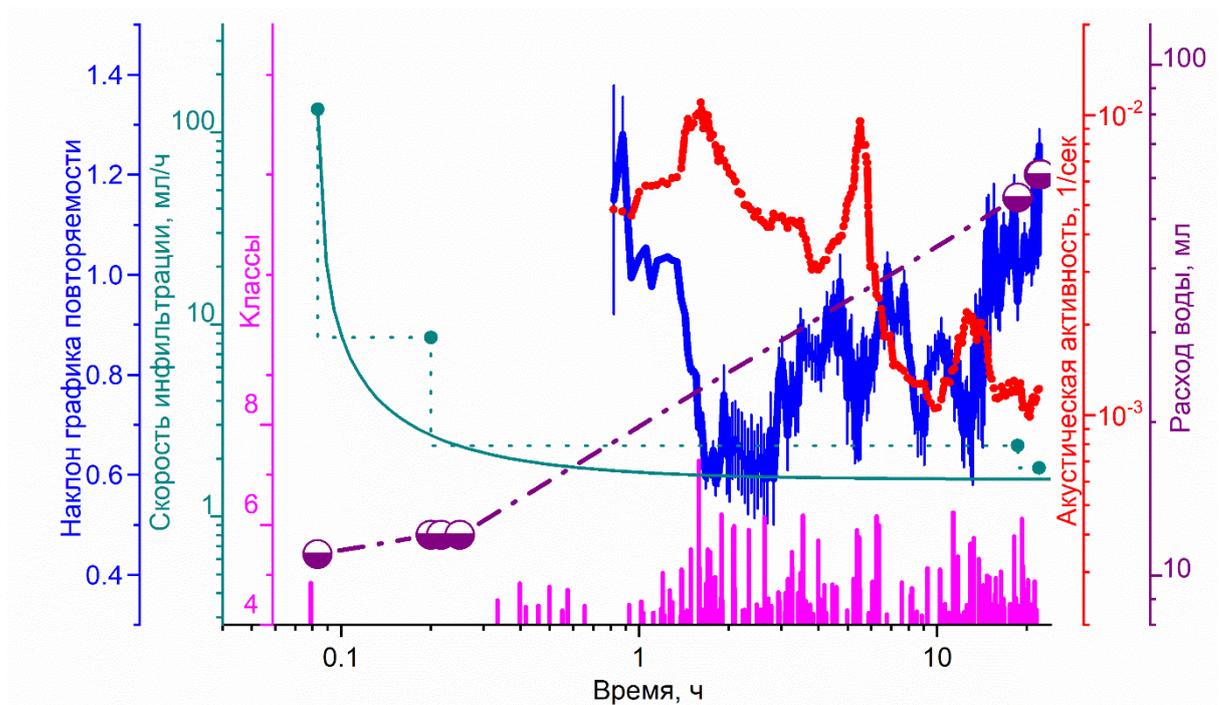


Рис. 4.11. АЭ (розовые столбики), акустическая активность (красная кривая), наклон графика повторяемости (синяя кривая), расход воды (зеленая кривая) после внесения воды в образец по данным датчика № 2.

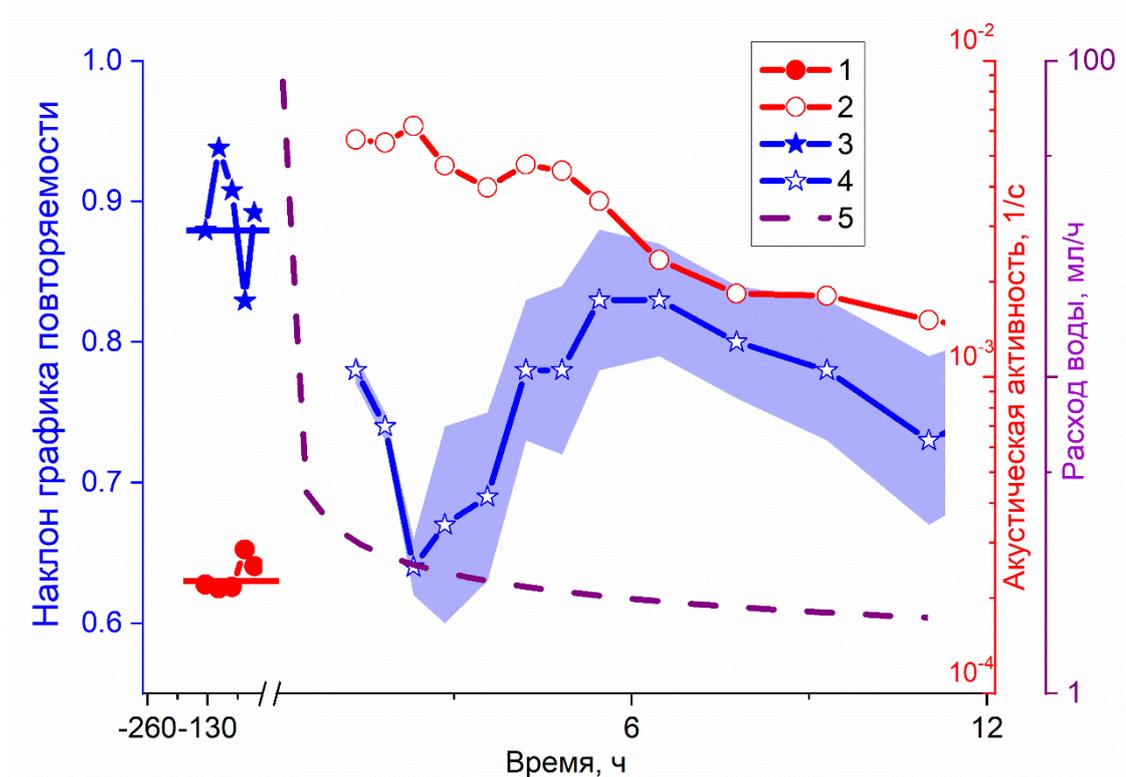


Рис. 4.12. Акустическая активность (кривые 1 и 2), наклон графика повторяемости (кривые 3 и 4) до и после внесения воды в образец соответственно; кривая 5 — расход воды. Время отсчитывается от момента заполнения резервуара. Заштрихованная область показывает погрешность определения наклона графика повторяемости.

Заполнение резервуара водой инициировало акустическую активность роевого типа. На рис. 4.12 видно, что активность достигает высоких значений через час после внесения воды, при этом наклон графика повторяемости падает. Максимальному значению активности, наблюдаемому через два часа после залива воды, соответствует минимальное значение параметра b -value. Далее наклон графика повторяемости увеличивается и через 6–8 часов после инициации возвращается к уровню, близкому к фоновым значениям до инициации. Акустическая активность в этот период времени убывает, оставаясь значительно выше уровня до инициации.

Стадия III: Образование макротрещины. После заполнения резервуара уровень воды в нем поддерживался в течение 48 часов для предотвращения осушения верхней грани образца под резервуаром. Через 25.419 часа после залива воды акустическая активность достигла максимального значения, что ассоциируется с образованием макротрещины в нижней части образца [Соболев, Пономарев, 2011].

На рис. 4.13–4.14 представлены графики изменения акустической активности до и после образования макротрещины. На рис. 4.14а активность до образования трещины представлена в координатах времени до момента максимума активности (ассоциируемого с моментом образования макротрещины). На рис. 4.14б по оси абсцисс отложено время после момента максимума активности. Интервал длительностью 0.5 с на максимуме активности исключен из рассмотрения, поскольку в этот период система регистрации была перегружена высоким потоком акустических событий.

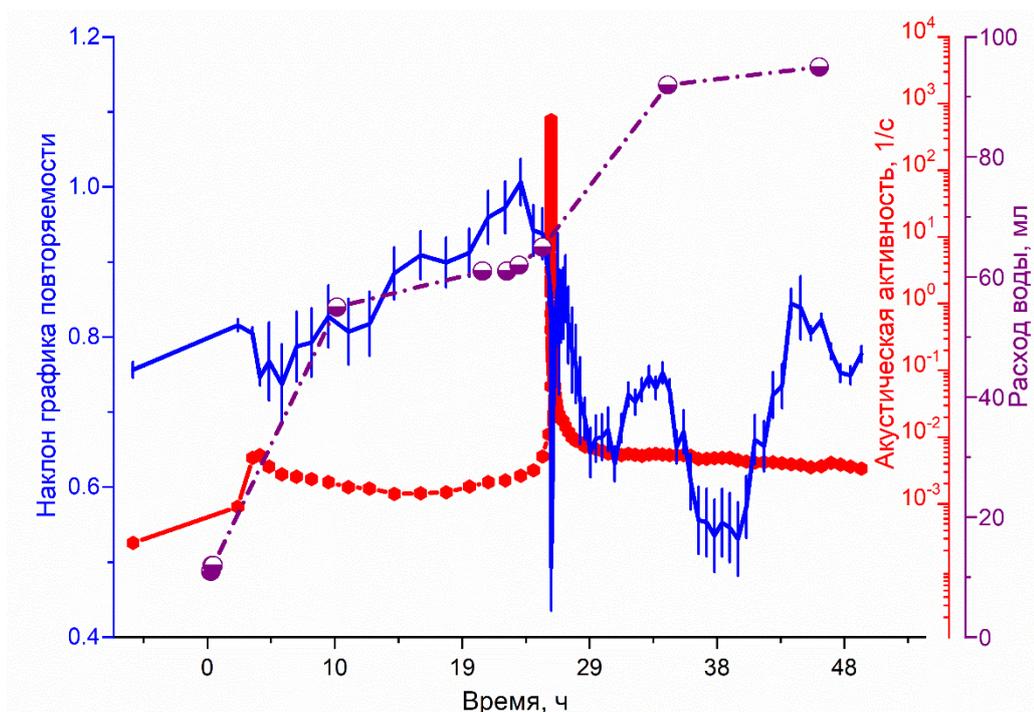


Рис. 4.13. Акустическая активность (красная кривая), параметр b -value (синяя кривая), расход воды (фиолетовые маркеры) в момент образования макротрещины.

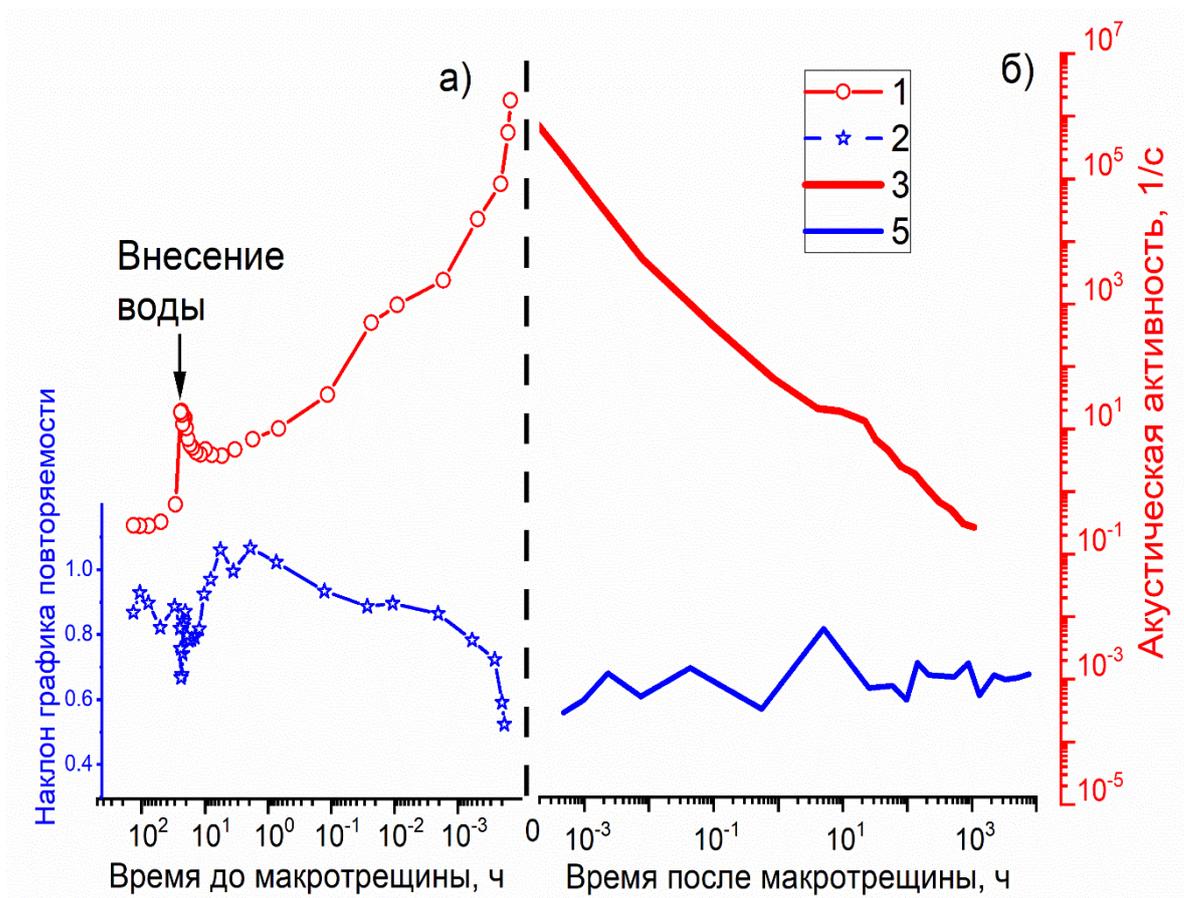


Рис. 4.14. Активизация (а, кривые 1–2) и релаксация (б, кривые 3–4) акустической активности. (а) — по оси абсцисс отложено время до момента максимума активности; (б) — время, прошедшее после момента максимума активности. В нижней части графика — наклон графика повторяемости *b-value*.

Анализ рис. 4.14 показывает, что активность, возникшая сразу после заполнения резервуара и достигшая максимального значения через два часа, затухает через 12 часов после инициации, а затем через 2–3 часа активность снова начинает нарастать, продолжая возрастать до самого момента образования макротрещины.

Эксперимент № 1 продемонстрировал, что при введении воды на свободную поверхность сухого нагруженного образца возникает акустическая эмиссия, свидетельствующая об инициации процесса разрушения. Для выяснения влияния начальной влага насыщенности образца на развитие процесса разрушения и соответствующие параметры акустической эмиссии был проведен эксперимент с повторным наполнением резервуара.

Эксперимент № 2. Повторное и многократное внесение воды на свободную поверхность образца

Эксперимент № 2 проводился на том же оборудовании и с аналогичным образцом, что и эксперимент № 1. История постепенного нагружения отличалась: ступеньки дополнительной нагрузки были меньшей величины (примерно на 1 т) и максимальная величина нагрузки на образец составила на 2 тонны меньше, чем в первом эксперименте. В отличие от эксперимента № 1, в данном случае резервуар трижды заполняли окрашенной водой с интервалом в два месяца между заливами.

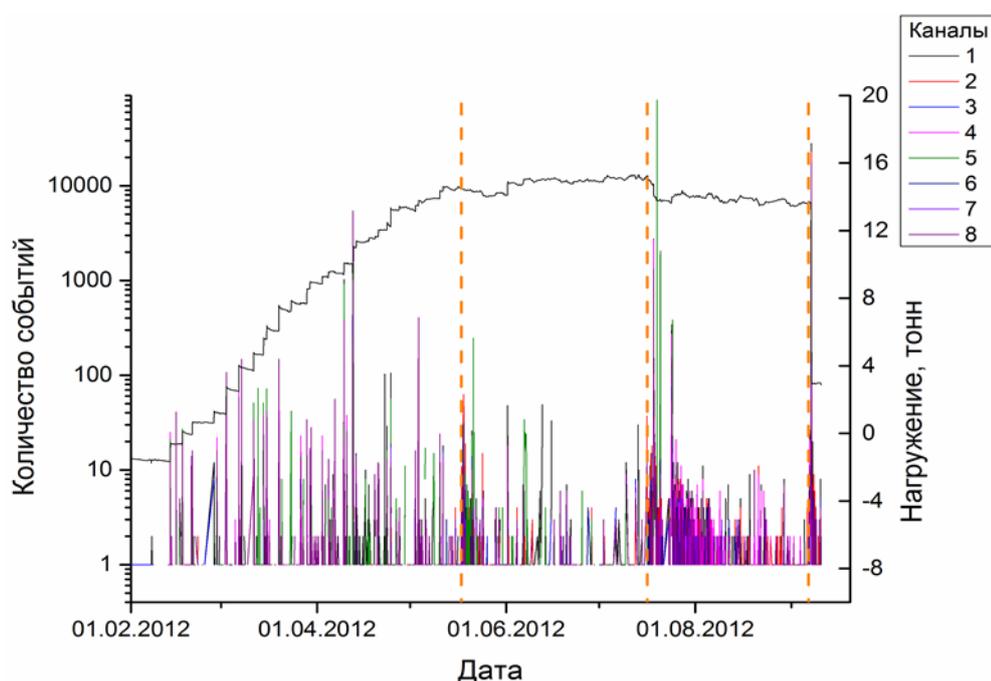


Рис. 4.15. История нагружения образца в эксперименте № 2. Черная кривая — нагрузка на образец. Цветом показано количество акустических событий в секунду для разных датчиков. Вертикальные пунктирные линии — моменты заливов воды в резервуар.

После первой инициации вода плавно проникла в образец. После второго залива флюид впитался в образец, но вскоре начала формироваться микротрещина (через 1,5 суток после внесения жидкости). После третьей инициации флюид также впитался в образец, но вызвал появление макротрещины (через трое суток после внесения жидкости). В связи с возникновением трещины эксперимент был приостановлен.

В ходе эксперимента № 2 также фиксировалось разрастание пятна промокания на боковой поверхности образца (фотографии представлены на рис. 4.16).



Рис. 4.16. Экспериментальный образец в ходе эксперимента. Красные пятна промокания образца (в 1 и 3 заливах)

По фотографиям были выполнены оценки размеров пятен промокания образца для каждого залива (рис. 4.17).

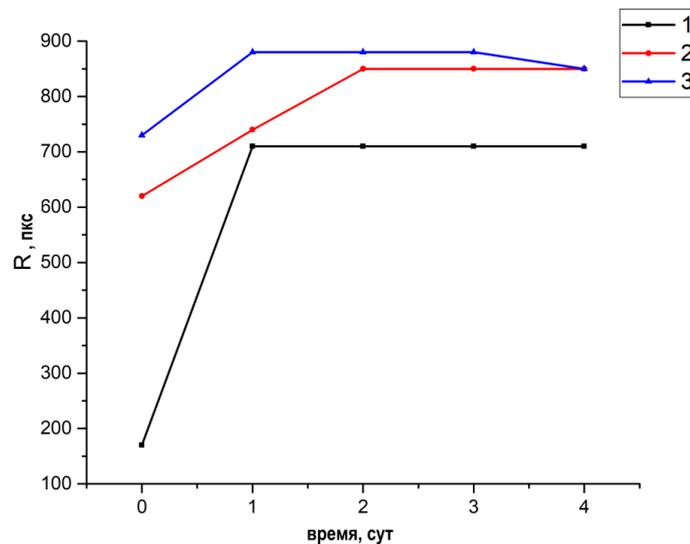


Рис. 4.17. Зависимость размера пятна обводнения R от времени t после наполнения резервуара водой для: 1) первой инициации, 2) второй инициации, 3) третьей инициации.

Как и в эксперименте № 1, акустическая эмиссия регистрировалась восемью датчиками, данные представлены в виде бюллетеней и каталога локализованных источников АЭ (рис. 4.18).

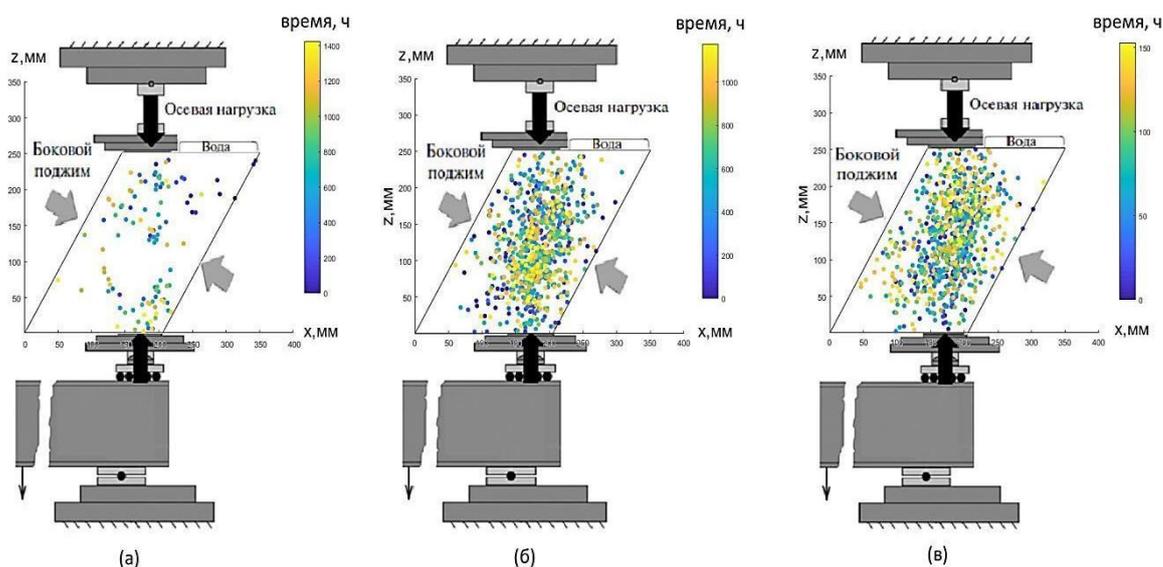


Рис. 4.18. Пространственно-временное распределение событий акустической эмиссии для флюидной инициации: (а) первая инициация, (б) вторая инициация, (в) третья инициация.

На рис. 4.18 показано пространственно-временное распределение источников акустической эмиссии для каждой флюидной инициации, цвет маркеров соответствует времени возникновения источников АЭ. Анализ выявляет существенные различия между первой и последующими инициациями: количество событий во второй и третьей инициациях значительно превышает количество событий в первой, а распределение источников АЭ качественно различается. В первом заливе активизировались наиболее нагруженные области под точками приложения деформации сверху и снизу образца, при этом изначально (темно-синие точки) разрушение начиналось непосредственно под резервуаром, как и в эксперименте № 1, а затем мигрировало к оси нагружения. Во втором и третьем заливах такой миграции не наблюдается.

Совместный анализ рис. 4.17 и 4.18 позволяет сделать вывод, что фронт жидкости окаймляет глубину источников АЭ: события возникают тогда, когда в данную область проникает флюид. Волна промокания предшествует волне разрушения, как и в эксперименте № 1 (рис. 4.9). Однако в этом эксперименте обнаружено, что коэффициент диффузии (наклон фронта обводнения) сильно отличается между первым и последующими заливами: если при первом внесении флюида вода достигла максимальной глубины проникновения за первые сутки, то во втором случае — лишь за двое суток.

Дальнейший анализ акустической эмиссии включал определение представительного класса и расчет акустической активности и наклона графика повторяемости.

На рис. 4.19 представлены зависимости акустической активности от времени, отсчет которого ведется от начала каждой флюидной инициации.

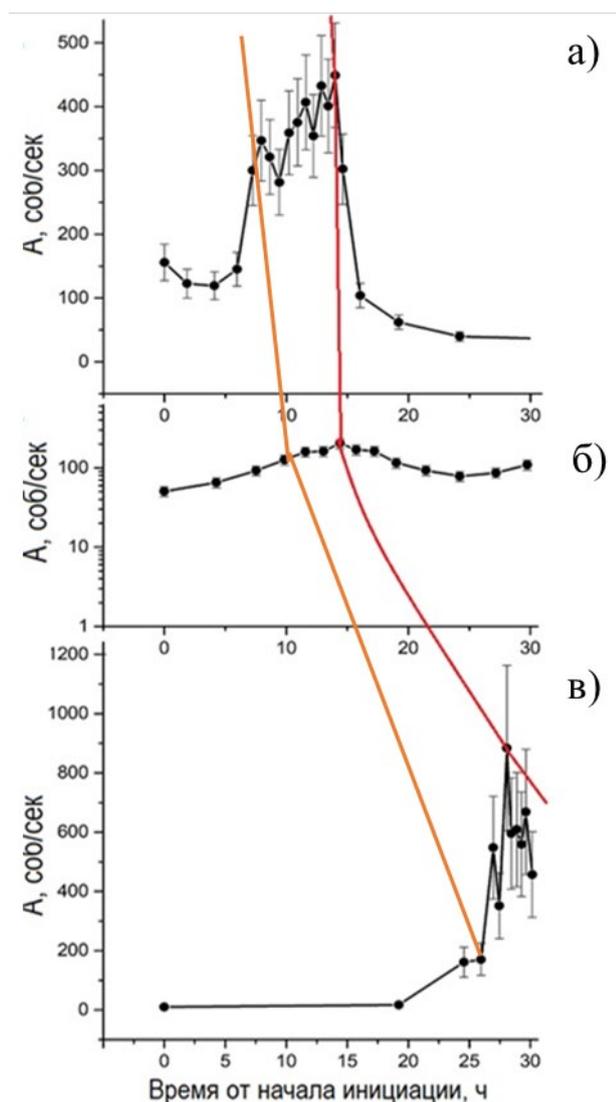


Рис. 4.19. Изменение активности акустической эмиссии при (а) первой инициации, (б) второй инициации, (в) третьей инициации.

Во всех трех инициациях обнаружен роеобразный характер акустической эмиссии: последовательное нарастание и спад активности.

При первой инициации (рис. 4.19а) рост активности эмиссии зафиксирован через 6 часов, а пик активности — через 13 часов с момента внесения флюида на поверхность образца. Для второй инициации (рис. 4.19б) максимум активности приходится на 15-й час от момента внесения флюида. При третьей инициации (рис. 4.19в) заметный рост активности происходит через 19 часов, а максимальное значение активности наблюдается примерно на 28-й час от начала флюидной инициации.

Красными линиями на рис. 4.19 соединены моменты первого пика и начала спада акустической активности — полоса максимальной акустической активности. Ход линий наглядно показывает, как активность все больше «отстает» от начала внесения воды. Данный эффект был назван задержкой акустической активности, а время от начала внесения

воды до максимума активности — временем задержки. В третьем заливе задержка в 2 раза больше, чем во втором.

Кроме времени наступления пика, графики (а)–(в) различаются и характером изменения активности: ее величиной и интенсивностью спада и нарастания. В первом заливе наблюдается относительно плавная активизация примерно до 450 соб/сек и резкая релаксация, а во втором заливе — резкая активизация до примерно 10000 соб/сек (в эксперименте образовалась микротрещина) и резкая релаксация. В течение третьей инициации — резкая активизация, а затем в образце образовалась макротрещина при активности, равной примерно 27000 соб/сек, и эксперимент был приостановлен.

В таб. 4.2 представлены времена задержек акустической активности и время образования макротрещины в обоих экспериментах.

Таблица 4.2. Времена задержек акустической активности и время образования макротрещины в обоих экспериментах

Эксперимент	Залив	Задержка АЭ, ч.		Время образования макротрещины
		начало	максимум	
№1	1-ый залив	3	12	26
№2	1-ый залив	4	13	Нет
	2-ой залив	8	15	34
	3-ий залив	19	27	40

После второго залива воды в образце сначала образовалась одна макротрещина через 1,5 суток, а затем, через 8 суток, вторая. По истории нагружения образца (рис. 4.15), где пунктирными линиями показаны моменты внесения флюида, а столбиками — акустическая активность по 8 датчикам, видно, что после второго залива активность не релаксировала полностью, и третий залив воды фактически происходил в момент уже развивающегося разрушения.

На рис. 4.20 представлены изменения акустической активности и наклона графика повторяемости (синяя кривая) во времени для трех инициаций. Наблюдается противофазное изменение активности и наклона графика повторяемости. Синей линией на рис. 4.20 соединены минимумы значений *b-value*, которые приходятся на середину полосы максимумов значений акустической активности. Видно, что величина минимума наклона графика повторяемости уменьшается от инициации к инициации, а время, соответствующее минимальному *b-value*, увеличивается. Таким образом, время минимума *b-value* соответствует времени максимума акустической эмиссии, а время максимума акустической эмиссии (время задержки) увеличивается при повторных заливах.

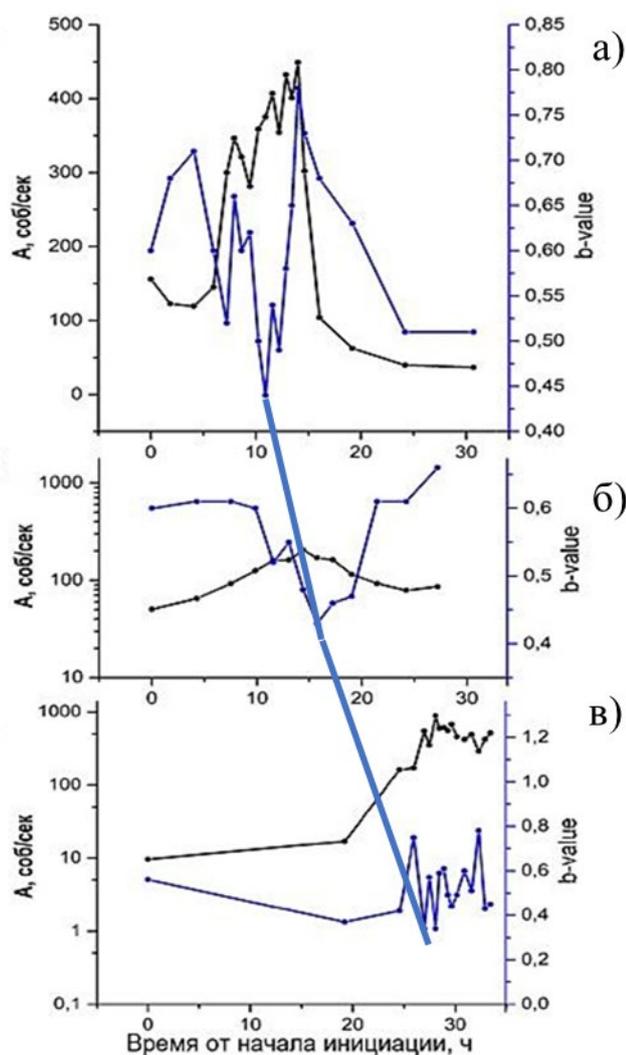


Рис. 4.20. Противофазное изменение активности акустической эмиссии и *b-value* до образования макротрещины при а) первой инициации, б) второй инициации, в) третьей инициации

Проведенный анализ двух лабораторных экспериментов по введению воды на поверхность нагруженного образца позволил выявить ряд закономерностей флюидной инициации разрушения в твердых телах.

В эксперименте № 1 вода вводилась в сухой бетонный образец, находящийся в метастабильном состоянии после ступенчатого нагружения до напряжений, близких к пределу прочности образца. Несмотря на отсутствие изменения порового давления, диффузия воды вызвала возбуждение акустической эмиссии роевого типа. Это указывает на то, что инициация разрушения обусловлена локальным изменением свойств материала под действием флюида — вероятно, через эффекты смачивания и снижение прочности на границах зерен и берегах микротрещин (эффект Ребиндера).

В эксперименте № 1 выделяются две фазы миграции источников АЭ:

1. Первая фаза (0–12 ч) — медленная миграция от зоны обводнения к центру образца со скоростью, сопоставимой со скоростью диффузии воды (оценка $D \approx 3\text{--}4 \cdot 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$)

2. Вторая фаза (12–25 ч) — на порядок более быстрая миграция вдоль оси нагружения в зоне максимальных кулоновских напряжений, завершившаяся образованием макротрещины

Это свидетельствует о смене доминирующего механизма разрушения: от диффузионного контроля на начальном этапе к механическому разрушению под действием напряжений на заключительной стадии. Переход между этими режимами происходит в момент достижения фронтом диффузии области максимальных напряжений (расположенной вдоль оси нагружения), что подтверждается резким увеличением скорости миграции источников АЭ.

В эксперименте № 2 образец изначально находился в сухом состоянии. Первый залив воды обеспечил начальное увлажнение поверхностных слоёв, что привело к возникновению максимума акустической эмиссии с задержкой 13 ч. от начала контакта. Последующие заливы (второй и третий) осуществлялись в уже частично увлажнённый образец, постепенно увеличивая его влагосодержание на больших глубинах. С каждым новым циклом наблюдалось нарастание временной задержки до пика АЭ — до 27 ч. при третьем заливе. Одновременно возрастала интенсивность АЭ и снижался *b-value* в момент максимума, что указывает на накопление необратимых повреждений и переход системы в состояние с доминированием крупномасштабных разрушений. Таким образом, история последовательного увлажнения определяет как кинетику отклика среды на флюидное воздействие, так и пространственную эволюцию зон разрушения.

Во всех случаях наблюдалась противофазная динамика акустической активности и наклона графика повторяемости: минимум *b-value* совпадал с максимумом активности. Это согласуется с общепринятой интерпретацией снижения *b-value* как признака приближения к макроскопическому разрушению и возрастания доли более сильных событий в общем потоке акустической эмиссии.

Полученные результаты демонстрируют, что флюидная инициация сейсмической активности возможна без изменения порового давления, за счет диффузионного проникновения и локального ослабления материала. Наблюдаемые закономерности — задержка активности, миграция источников, снижение *b-value* — качественно соответствуют характеристикам природных невулканических сейсмических роев, изученных в главах 3.1 и 3.2. Следовательно, лабораторные модели воспроизводят характерные аспекты физики флюид-индуцированной сейсмичности.

4.2 Акустический роевой режим в экспериментах по нагнетанию флюида в образцы с увеличением порового давления

Вторая серия лабораторных экспериментов была направлена на моделирование геодинамических процессов, связанных с повышением порового давления в горных породах. К таким процессам относятся техногенная закачка жидкости в скважины, подпор грунтовых вод от водохранилищ, а также естественные гидрогеологические явления, сопровождающиеся изменением флюидного режима в разломных зонах. В данных экспериментах проводился детальный анализ характеристик акустической эмиссии (АЭ) при первичном насыщении сухого образца флюидом и при последующих циклических изменениях порового давления в предварительно насыщенном образце. Такой подход позволял исследовать эволюцию параметров разрушения на различных стадиях водонасыщения порового пространства — от начального заполнения пор до многократных воздействий на полностью насыщенную среду, а также оценить влияние петрофизических свойств образцов на динамику флюид-индуцированного разрушения.

Серия экспериментов № 3–6 (нумерация экспериментов приводится согласно таблице 4.1) представляла собой комплекс исследований по нагнетанию воды под давлением в пористые образцы горных пород различного состава. Обработка и интерпретация экспериментальных данных выполнены с участием автора диссертации; основные результаты данной серии опубликованы в совместных работах исследовательской группы [Смирнов и др., 2019, 2020].

В качестве объектов исследования были выбраны образцы с принципиально различающимися фильтрационно-емкостными характеристиками:

1. Малопористые граниты из скважины в Воронежском кристаллическом массиве (ВКМ) с исходной пористостью ~0.2% (эксперимент № 3)
2. Граниты из скважины в районе наведенной сейсмичности Койна–Варна с пористостью порядка 1% (эксперименты № 4–5) [Goswami et al., 2017]
3. Высокопористый песчаник Буффало с пористостью 15–20% (эксперимент № 6)

Такое разнообразие исследуемых материалов позволяло оценить влияние петрофизических свойств на динамику флюид-индуцированного разрушения в широком диапазоне параметров.

Экспериментальные исследования проводились в лабораторных условиях Геофизической обсерватории «Борок» Института физики Земли РАН (рис. 4.21). Система нагружения и регистрации акустической эмиссии подробно описана в работах [Смирнов и др., 2013; 2018].

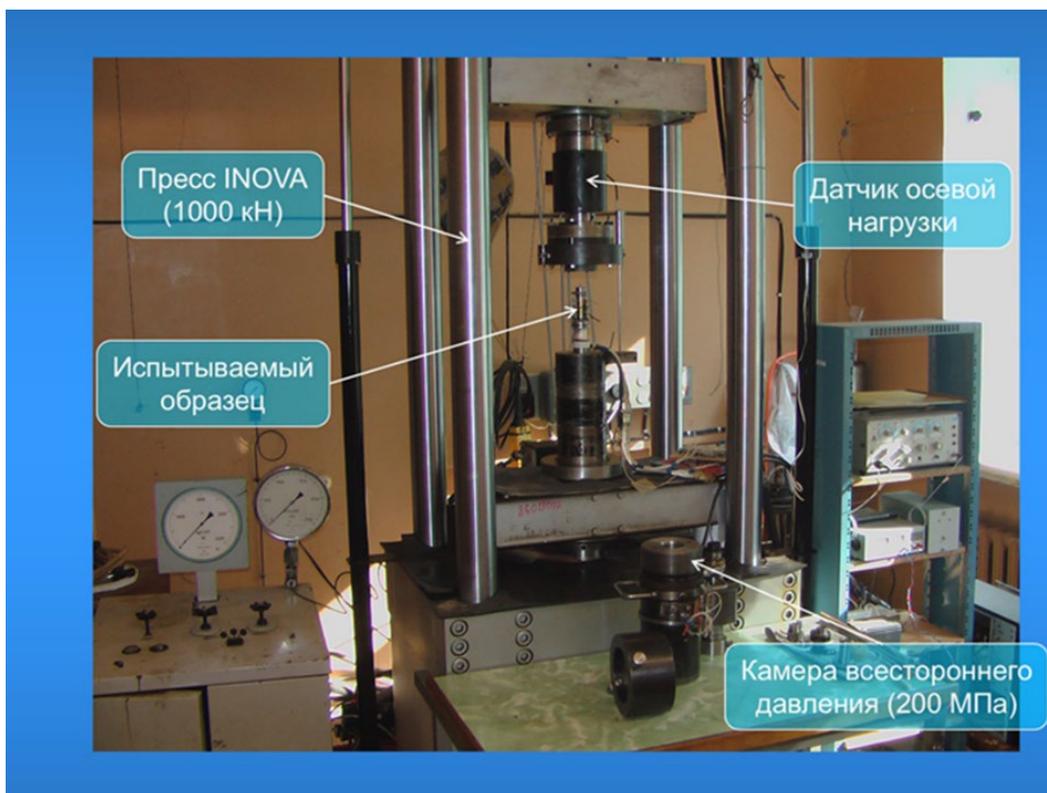


Рис. 4.21. Экспериментальная установка в Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН: 1 — пресс INOVA-1000, 2 — система регистрации акустической эмиссии, 3 — система нагнетания флюида с контролем порового давления.

Стандартная методика проведения экспериментов включала следующие этапы:

1. Подготовительный этап: предварительно высушенный образец помещался в камеру всестороннего сжатия и подвергался одноосному нагружению с постоянной скоростью деформации до околопредельного состояния. Нагружение прекращалось при приближении напряжения к пределу прочности, что определялось по ускорению нарастания активности акустической эмиссии.

2. Этап первичного насыщения: скорость нагружения уменьшалась на порядок, и с верхнего торца в образец начинали нагнетать воду. Нижний торец образца был герметично закрыт, что обеспечивало направленное распространение флюида вглубь образца. Таким образом, к моменту подачи флюида образец находился в напряженном состоянии, близком к критическому, что моделировало условия, при которых даже незначительное дополнительное воздействие может спровоцировать разрушение.

3. Этап циклического изменения порового давления: после полного насыщения порового пространства осуществлялись ступенчатые приращения порового давления — серия резких увеличений давления флюида на заданную величину (от 1 до 5 МПа). Каждое приращение выполнялось поршневым насосом; давление воды контролировалось датчиком возле верхней грани образца, а объем впущенной воды отслеживался по калиброванному перемещению поршня насоса с интервалом измерений 1 с.

В процессе экспериментов фиксировалась акустическая эмиссия, интенсивность которой изменялась при каждом изменении порового давления. Особое внимание уделялось анализу временных задержек между моментом изменения давления и максимумом акустической активности.

На рис. 4.22 представлены типичные временные зависимости параметров, регистрируемых в ходе эксперимента: осевой нагрузки, осевой деформации, акустической активности, давления всестороннего сжатия, порового давления и расхода воды на входе в образец.

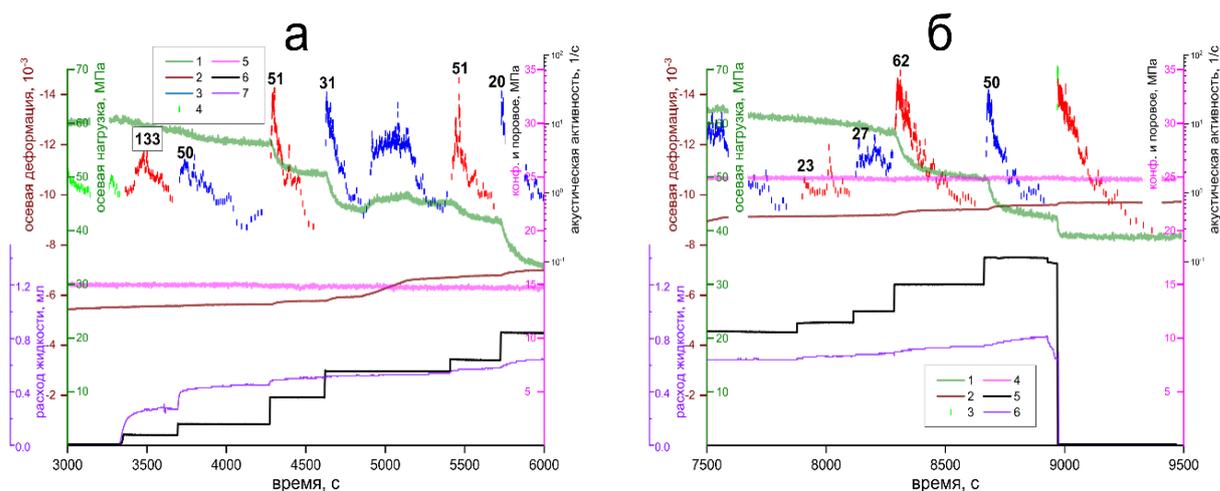


Рис. 4.22. Акустическая активность при инициации ступенями порового давления в первой (а) и второй (б) частях опыта на образце гранита КВН-5-548-3: 1 – осевая нагрузка; 2 – осевая деформация; 3 – акустическая активность (зеленый – подготовительная стадия, красный и синий чередуются для последовательных ступеней порового давления); 4 – давление всестороннего сжатия (конфайнинг); 5 – поровое давление; 6 – расход воды на «входе» в образец. У максимумов активности подписаны величины задержек в секундах.

Анализ данных, представленных на рис. 4.22, позволяет выявить несколько характерных закономерностей. Во-первых, при первичном введении флюида в сухой образец (рис. 4.22а) наблюдается значительная временная задержка между началом нагнетания воды и достижением максимума акустической активности. Во-вторых, во второй части эксперимента (рис. 4.22б), когда образец уже полностью насыщен водой, время задержки существенно сокращается при каждом последующем увеличении порового давления. В-третьих, величина задержки зависит от амплитуды ступени давления — при большем приращении давления задержка уменьшается, что указывает на нелинейный характер процесса.

Для количественного анализа временных соотношений между насыщением образца и акустической активностью был введен параметр характерного времени обводнения θ_0 — интервал, за который поровое пространство образца заполняется водой при первичном впуске флюида. На рис. 4.23 представлена зависимость наблюдаемого времени задержки максимума АЭ от характерного времени обводнения для всех исследованных образцов.

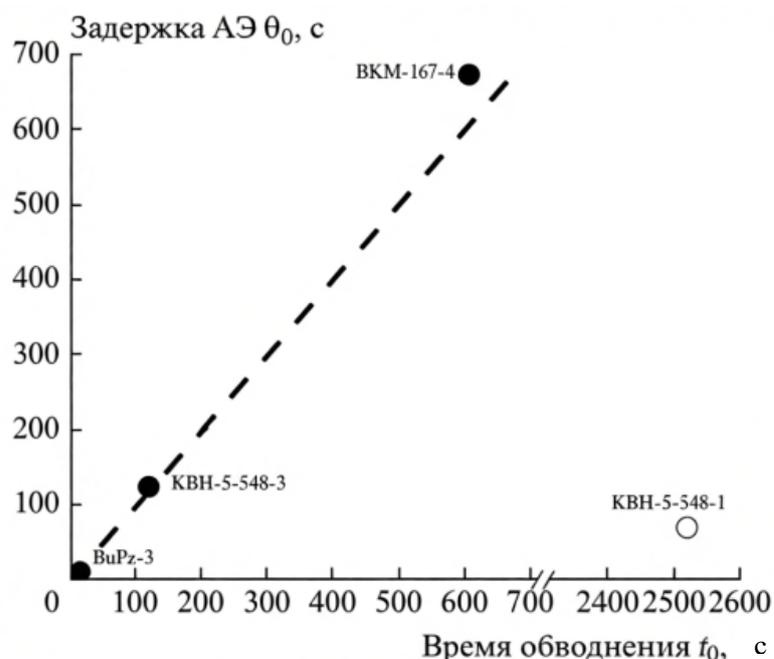


Рис. 4.23. Зависимость времени задержки максимума активности АЭ от времени обводнения θ_0 . Пунктирная линия соответствует соотношению $\theta_0 = t_0$.

График на рис. 4.23 демонстрирует высокую корреляцию между временем задержки акустического отклика и характерным временем обводнения для трех из четырех исследованных образцов. Пунктирная линия соответствует идеальному соотношению $\theta_0 = t_0$, при котором время задержки полностью определяется временем насыщения порового пространства. Для большинства образцов экспериментальные точки расположены в непосредственной близости от этой линии, что свидетельствует о диффузионном характере процесса инициации разрушения при первичном насыщении.

Исключением является образец КВН-5-548-1, для которого наблюдаемое время задержки значительно меньше расчетного времени обводнения. Данное anomальное поведение требует особого рассмотрения и интерпретации.

Сравнение результатов для первой и второй частей опытов явно демонстрирует, что задержка максимума акустической активности в сухих условиях в 3–10 раз превышает задержку в обводненных условиях. Физический смысл заключается в различии механизмов передачи порового давления в средах с разной степенью насыщенности. В сухом образце вводимая жидкость сначала должна вытеснить воздух из порового пространства, преодолевая капиллярные силы, что является относительно медленным процессом. Это так называемая модель поршневого вытеснения [Смирнов и др., 2020]. Только после заполнения значительной части порового пространства начинается эффективное передача порового давления в объем образца. В предварительно насыщенном образце поровое пространство уже

заполнено несжимаемой жидкостью, поэтому любое приращение объема немедленно транслируется в рост порового давления по всему объему образца.

Для большинства образцов наблюдается практически идеальная линейная зависимость между временем задержки максимума АЭ и характерным временем обводнения. Данная корреляция указывает на то, что инициация интенсивного разрушения происходит только после того, как фронт насыщения достигает критически напряженных зон внутри образца. До этого момента прирост порового давления носит локальный характер и недостаточен для возбуждения интенсивной акустической эмиссии. Физически это можно интерпретировать как проявление критического режима диффузионного переноса флюида, при котором разрушение активизируется только после достижения определенного порогового значения порового давления в зонах максимальной концентрации напряжений.

Существенное отклонение одного из образцов (КВН-5-548-1 на рис. 4.23) от общей закономерности требует особого рассмотрения. Наиболее вероятной причиной аномально короткой задержки является наличие в образце внутренних структурных неоднородностей, таких как замкнутые трещины или зоны повышенной трещиноватости. При начальном росте порового давления такие структурные элементы могут внезапно раскрываться, высвобождая накопленную упругую энергию локально и вызывая всплеск АЭ до полного насыщения всего образца. Данное явление можно рассматривать как проявление триггерного эффекта, когда наличие «слабого места» в структуре образца приводит к преждевременной активизации зоны разрушения. Интересно отметить, что подобное поведение имеет прямую аналогию с природными процессами, где сейсмические события иногда происходят с минимальной задержкой после начала закачки флюидов в скважины, что может быть связано с активизацией ранее не проявлявшихся разломов.

Для дальнейшего анализа эволюции параметров разрушения были рассчитаны вариации наклона графика повторяемости (*b-value*) в процессе флюидной инициации. Анализ показал характерное противофазное поведение *b-value* и активности АЭ [Смирнов и др., 2018]: при достижении максимума активности параметр *b-value* достигал минимальных значений, что соответствует увеличению доли относительно сильных событий в общем потоке акустической эмиссии.

Полученные результаты имеют прямое отношение к интерпретации флюид-индуцированной сейсмичности в природных условиях. В частности, наблюдаемое сокращение времени задержки при переходе от сухого к насыщенному состоянию объясняет различие во временных характеристиках сейсмических роев в различных геологических средах. В регионах с высокой исходной водонасыщенностью (например, в прибрежных зонах или в районах длительной эксплуатации водохранилищ) отклик сейсмической активности на

изменение гидрогеологического режима происходит значительно быстрее, чем в сухих регионах.

Аномальное поведение образца КВН-5-548-1 находит аналогию в наблюдениях за сейсмическими роями в районе водохранилищ Койна-Варна, где иногда фиксируются немедленные отклики активности после изменения уровня воды, несмотря на длительное время фильтрации. Подобное поведение может быть обусловлено активизацией ранее герметичных разломов, которые при достижении критического порового давления внезапно раскрываются, вызывая каскад разрушений.

Таким образом, серия экспериментов по нагнетанию флюида в образцы под давлением подтверждает основную роль фильтрационных процессов в формировании временных характеристик флюид-индуцированной сейсмичности. Время задержки между началом нагнетания флюида и максимумом акустической активности определяется как степенью насыщенности порового пространства, так и петрофизическими свойствами среды

Полученные в серии экспериментов результаты позволяют выделить несколько закономерностей флюидной инициации акустической эмиссии при увеличении порового давления:

1. Временная задержка активизации. В однородных образцах наблюдается выраженная временная задержка между началом нагнетания флюида и максимумом акустической активности. При первичном обводнении сухого образца эта задержка много больше, чем в случае увеличения порового давления в уже насыщенных образцах. Для насыщенных образцов задержка уменьшается с увеличением порового давления и количества циклов нагнетания. В образцах с макротрещинами задержка практически отсутствует, что указывает на немедленную реакцию системы на изменение порового давления.

2. Эволюция статистических параметров. На стадии активизации роевого процесса наблюдается снижение *b-value*, указывающее на увеличение доли сильных событий.

3. Влияние структуры образца. Наличие макротрещин качественно изменяет характер флюидной инициации:

- Значительно снижается пороговое значение порового давления для инициации АЭ
- Увеличивается интенсивность акустической активности
- Уменьшается время достижения максимума активности
- Повышается скорость миграции источников АЭ

Эти закономерности имеют прямую аналогию с природными процессами. Результаты экспериментов с однородными образцами качественно соответствуют процессам флюидной инициации в регионах с высокой пористостью и проницаемостью, где доминирует диффузионный механизм распространения порового давления. Эксперименты с образцами,

содержащими макротрещины, моделируют процессы в разломных зонах, где флюиды распространяются преимущественно по поверхностям разломов, что приводит к быстрой активизации сейсмичности.

Таким образом, серия экспериментов по нагнетанию флюида в образцы под давлением подтверждает роль флюидов в инициации сейсмических процессов. Результаты демонстрируют, что механизм флюидной инициации определяется как свойствами среды (пористость, проницаемость, наличие разломов, степень флюида-насыщенности), так и параметрами флюидного воздействия (величина и скорость изменения порового давления, количество циклов нагнетания).

4.3 Акустический роевой режим в экспериментах по нагреванию флюида в обводненных образцах под воздействием электрического тока

Сейсмические рои в районах гейзеров представляют собой классический феномен, первые упоминания о котором относятся именно к гейзерным долинам. В многочисленных исследованиях невулканические сейсмические рои ассоциируются не только с поверхностными флюидами (осадками), но и с глубинными флюидными системами. Вулканические сейсмические рои напрямую связаны с поднятием горячей магмы. Это позволяет предположить, что температура флюида может являться одним из факторов, определяющих динамику сейсмических роев, включая невулканические последовательности.

Ниже представлены результаты лабораторного моделирования, опубликованные в совместных работах автора и коллег [Лапшин и др., 2016, 2018], направленные на исследование механизма инициации акустической эмиссии при нагревании флюида в обводненных образцах горных пород. В качестве метода нагрева использовался электрический ток, пропускаемый через насыщенные соевыми растворами образцы.

Эксперименты №7–9. Воздействие электрическим током на нагруженные образцы

В ряде исследований высказывалось предположение, что наложение электрического поля на деформируемые горные породы облегчает развитие микроразрушений, что проявляется в увеличении акустической активности [Балбачан, Томашевская, 1987; Ярославский, Капустян, 1990; Zakupin et al., 2012]. Наше исследование было направлено на количественную оценку этого эффекта и выявление физических механизмов, ответственных за инициацию разрушения при электрическом воздействии в флюид-насыщенных образцах.

Эксперименты проводились на серво-управляемом прессовом комплексе ИНОВА (как и эксперименты во втором параграфе главы, на том же самом оборудовании) и,

частично, на RTR-4500 (GCTS). В качестве генераторов электрического поля использовались источники постоянного и переменного тока.

Основная схема нагружения предусматривала приложение высокого постоянного напряжения к торцевым поверхностям цилиндрического образца через электроды из двухстороннего фольгированного стеклотекстолита. Одна обкладка электрода подключалась к источнику напряжения, вторая — к заземлению. Ток, протекающий через образец, регистрировался автономным измерителем с записью во внутреннюю флэш-память, что позволяло контролировать динамику электропроводности в процессе деформирования.

Цилиндрические образцы песчаника Береа (Berea) диаметром 30 мм и высотой 60 мм подвергались одноосному нагружению в режиме контролируемой деформации (strain-control). На подготовительном этапе нагружение осуществлялось со скоростью $2 \cdot 10^{-6}$ 1/с до достижения закритической стадии деформирования, после чего начинался рабочий этап эксперимента с существенно меньшей скоростью деформации $(1 \div 2) \cdot 10^{-7}$ 1/с или в режиме постоянной деформации.

На рис. 4.24(а, б, в) отображены временные зависимости параметров эксперимента при электрическом воздействии на образцы песчаника. Каждый график соответствует разным условиям эксперимента: (а) — постоянный ток, одинаковая мощность, (б) — постоянный ток, различная мощность, (в) — переменный ток, различная мощность:

Цветовая схема параметров одинакова: темно-зеленый цвет – осевая нагрузка; темно-синий – осевая деформация; бордовый – радиальная деформация; свето-синие прямоугольники внизу каждого графика — временные окна с электрическим воздействием. На графике (а) для примера, приведен график температуры, он аналогичен при всех трех видах воздействия.

Акустическая активность и температура (на графике (а)) раскрашены в 3 цвета, в зависимости от этапов экспериментов:

- зелёный цвет на начальном этапе — период увеличения нагрузки без электрического воздействия:

- синий цвет - интервалы электрического воздействия (в эти периоды фиксируется резкий рост скорости акустической эмиссии (АЭ, кривая 4) и температуры (кривая 6), подтверждая термомеханическую природу разрушения;

- красный цвет (точечные участки) — интервалы без воздействия. Здесь активность АЭ снижается, но остаётся выше исходного уровня;

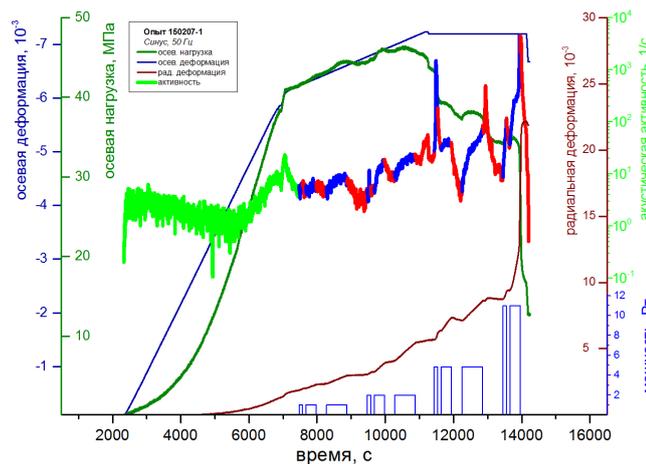
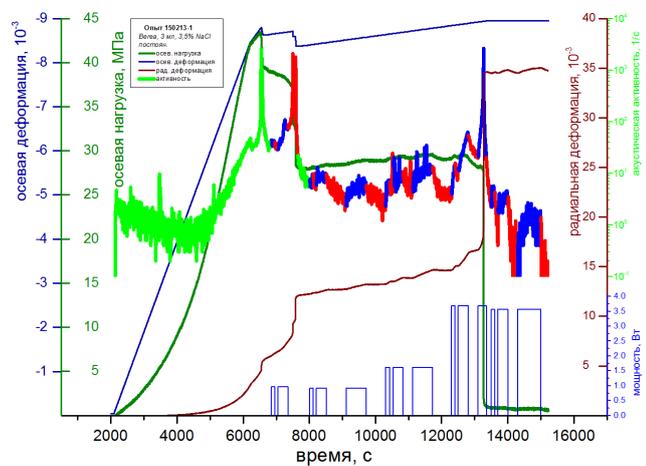
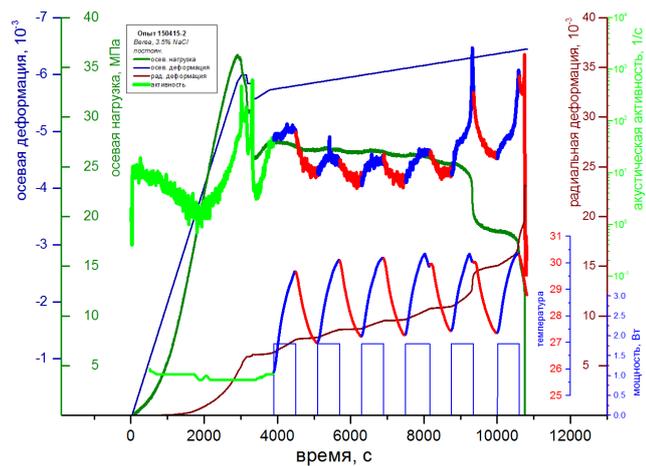


Рис. 4.24. Примеры вариаций скорости АЭ при воздействии электрическим током. а – постоянный ток, одинаковая мощность; б – постоянный ток, различная мощность; в – переменный ток, различная мощность. Кривые: 1 – задаваемая осевая деформация; 2 – осевые напряжения; 3 – радиальная деформация; 4 – скорость АЭ; 5 – электрическая мощность; 6 – температура на цилиндрической поверхности образца. Темным тоном на кривых отмечены интервалы воздействия электрическим током.

При отсутствии гальванической связи электродов с образцом (в отсутствие электрического тока для насыщенного флюидом и сухого образца), но при наличии электростатического поля, создаваемого приложенной к электродам разностью потенциалов, подобная модуляция акустической эмиссии не наблюдается (рис. 4.25, цветовая схема такая же, как и на рис. 4.24). Это указывает на то, что основным параметром, определяющим интенсивность микроразрушений, является именно наличие электрического тока, а не статическое электрическое поле. Отметим, что в случае сухого образца (рис. 4.25 б) макротрещина образовалась гораздо позже, чем в случае флюид-насыщенного образца.

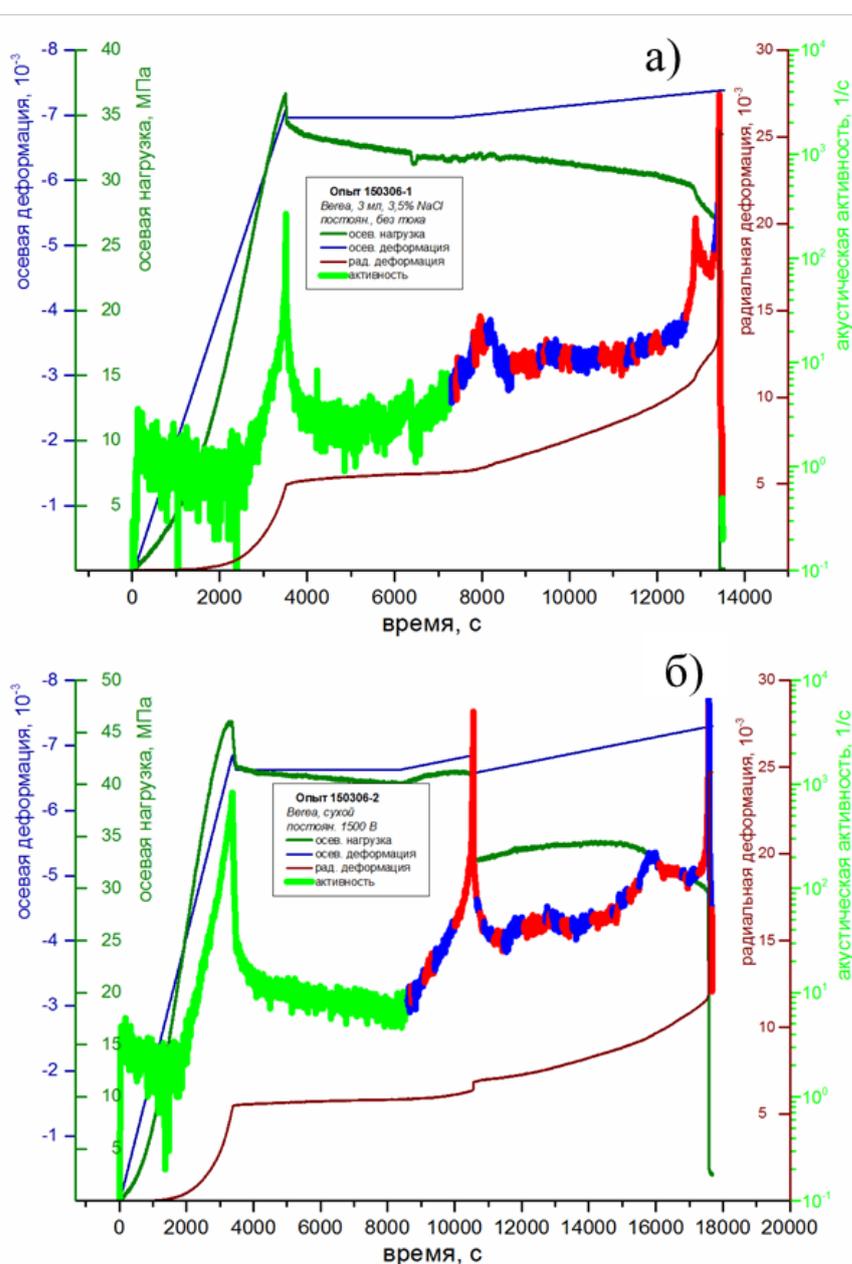


Рис. 4.25. Примеры вариаций скорости АЭ в отсутствии гальванической связи электродов с образцом. а – образец пропитан раствором NaCl; б – сухой образец. Обозначения кривых аналогичны рис. 4.24. Темным тоном на кривых отмечены интервалы воздействия разностью электрических потенциалов, создаваемой на электродах.

Дополнительным эффектом воздействия электрического тока является увеличение радиальной деформации образца и рост осевых напряжений в условиях контролируемой осевой деформации. При воздействии электростатическим полем в отсутствие тока такие изменения не наблюдаются (см. рис. 4.25).

Эксперименты показали, что эффект инициации АЭ электрическим током проявляется как при воздействии постоянным, так и переменным током. Варьирование величины разности электрических потенциалов, длительности интервалов воздействия, концентрации и количества раствора NaCl показало, что степень увеличения скорости АЭ определяется в основном мощностью тока, рассеиваемой в образце, и длительностью интервала воздействия. Произведение этих параметров дает количество «джоулеа» тепла, производимого электрическим током. Это обстоятельство указывает на термическую природу механизма инициации акустической эмиссии.

Для количественной оценки тепловых эффектов был проведен специальный эксперимент с непрерывным воздействием электрическим током заданной мощности (рис. 4.26). Анализ результатов позволил оценить коэффициент теплоотдачи системы и провести тепловой баланс процесса.

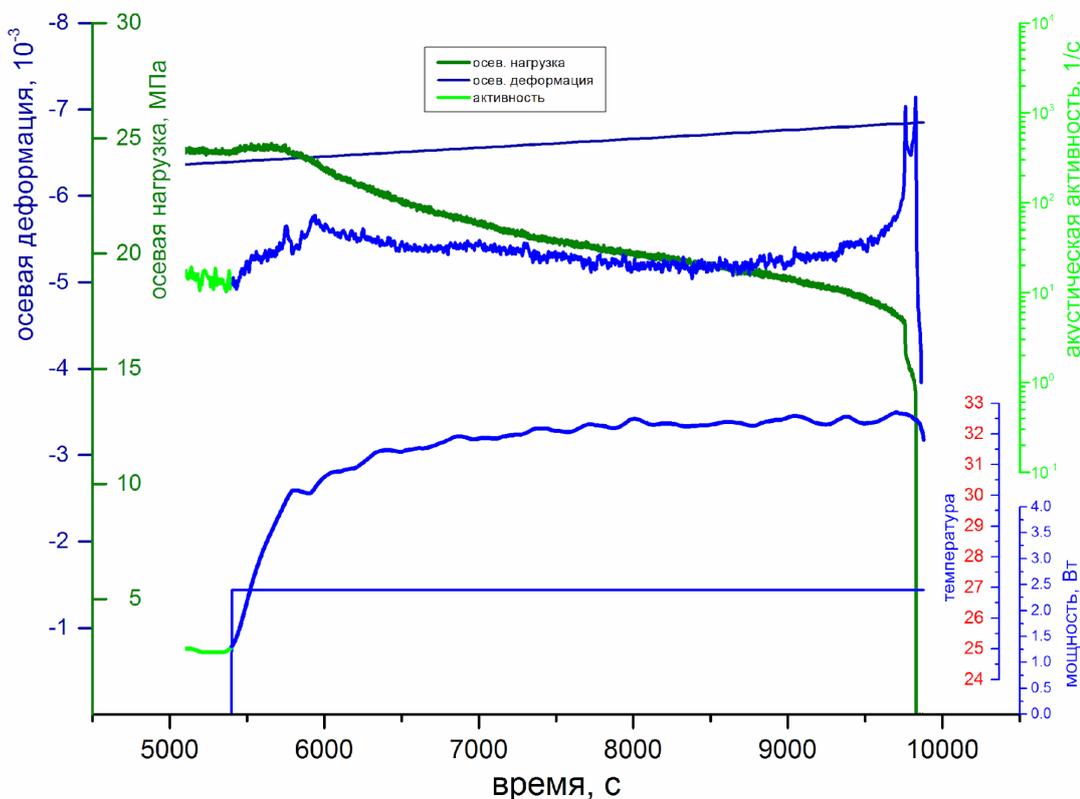


Рис. 4.26. Непрерывное воздействие электрическим током заданной мощности.

Тепловая энергия, генерируемая электрическим током в порах и трещинах образца, расходуется на несколько процессов: нагрев самого образца, нагрев прилегающих элементов оборудования, увеличение потенциальной упругой энергии за счет роста осевых напряжений и непосредственно на разрушение микротрещин. Экспериментальные данные показывают, что амплитуда вариаций температуры на цилиндрической поверхности образца составляет 3 градуса, что соответствует примерно 20% от общего количества «джоулеа» тепла, генерируемого в образце.

Тепловое расширение флюида, заключенного в порах и микротрещинах, является, по нашему мнению, основным инициатором разрушения. Поскольку поровое пространство в горных породах заполнено флюидом не полностью (в наших экспериментах на 35–55%), необходимы силы, удерживающие флюид на границе с каркасом породы и обеспечивающие создание расклинивающих усилий при тепловом расширении. Такими силами могут быть дисперсионные взаимодействия, возникающие в пространстве между близко расположенными поверхностями твердых тел [Дерягин и др., 1985].

Для верификации тепловой гипотезы был проведен анализ баланса тепла в эксперименте. При использовании мощности тока $W = 5$ Вт и длительности воздействия $\Delta t = 500$ с было получено, что на нагрев жидкости расходуется $Q_1 = 600$ Дж, что для массы воды $m_1 = 3$ г дает оценку повышения температуры $\Delta T_1 = 48$ К. Эта оценка хорошо согласуется с оценкой, полученной по механическим измерениям в предположении модели теплового расширения, что подтверждает гипотезу о тепловом механизме воздействия.

Сопоставление энергии иницирующего воздействия с упругой энергией, запасенной в образце при сжатии, показывает принципиальное различие масштабов этих величин. Максимальная упругая энергия, достигаемая в процессе нагружения, оценивается как $E_u = 3.7$ Дж, тогда как энергия, затрачиваемая на нагрев флюида, составляет $Q = 605$ Дж — на два порядка больше. Оценка увеличения порового давления за счет нагрева воды на 48 К дает $\Delta P = 29$ МПа, что сопоставимо с максимальными осевыми напряжениями. Это обстоятельство принципиально отличает условия проведения экспериментов от природных условий, где флюидные иницирующие воздействия на порядки слабее тектонических напряжений [Manga, Wang, 2015], и механизм инициации является триггерным.

Анализ вариаций наклона графика повторяемости (*b-value*) не выявил значимых отличий между интервалами с воздействием электрическим током и без воздействия. Это указывает на то, что электрический ток не изменяет распределения событий акустической эмиссии по энергии, а лишь усиливает общую интенсивность процесса разрушения без смены доминирующего механизма разрушения.

Эксперимент №10. Воздействие электрическим током на ненагруженные образцы песчаника

Для проверки гипотезы о тепловом механизме воздействия электрического тока были проведены дополнительные эксперименты с обводненными ненагруженными образцами песчаника [Лапшин и др., 2018]. Основной целью этих опытов была проверка предположения о внутренней природе эффекта, исключая влияние внешних механических напряжений.

На рис. 4.27 представлен типичный график последовательности акустических импульсов в сопоставлении с температурой образца, током и напряжением.

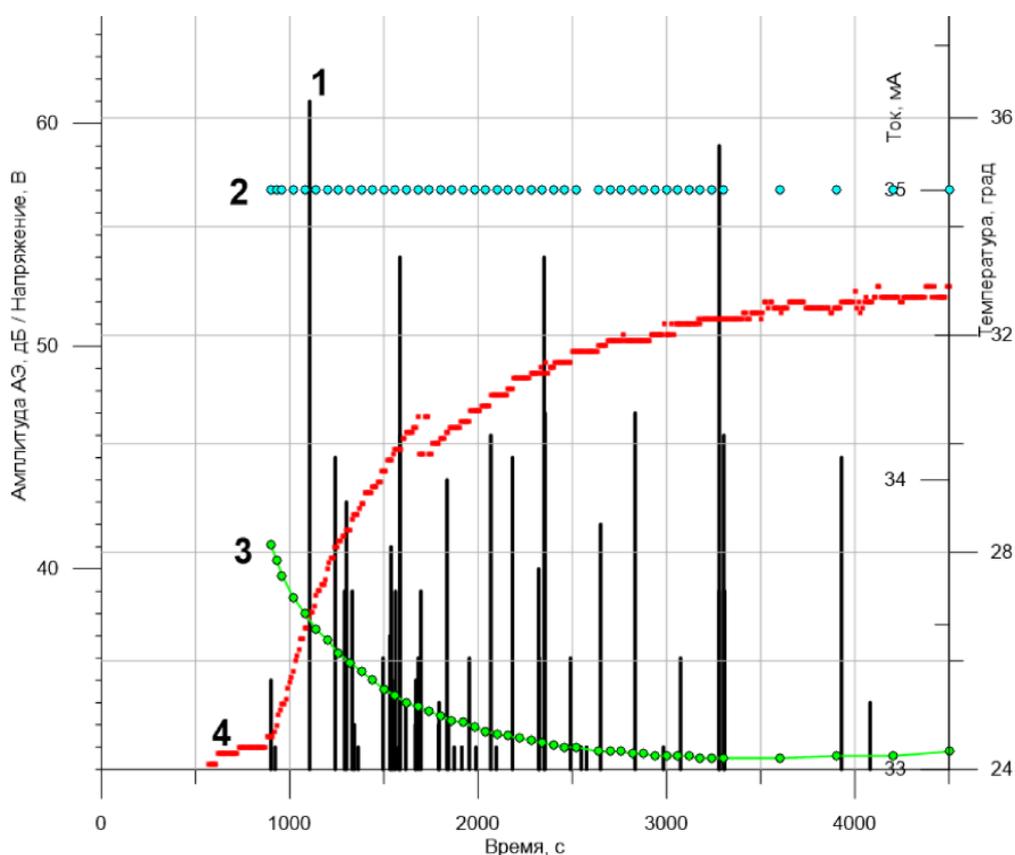


Рис. 4.27. Последовательность акустических импульсов (1) в сопоставлении с током, протекающим через образец (2), электрическим напряжением, приложенным к образцу (3), и температурой образца (4).

Акустическая активность при токовом воздействии возникает практически без задержки по отношению к началу воздействия. Эта особенность отличает выполненные «токовые» эксперименты от опытов с нагреванием образца в термических печах и указывает на объемный характер нагрева при электрическом воздействии. Полученные результаты подтверждают гипотезу о том, что инициация микроразрушений обусловлена локальными напряжениями, возникающими при тепловом расширении флюида в замкнутых порах и трещинах.

Эксперименты №11–12. Воздействие электрическим током на ненагруженные бетонные образцы.

Дополнительные эксперименты были выполнены на ненагруженных бетонных образцах объемом от 40 до 500 см³. На рис. 4.28 приведены графики, демонстрирующие развитие микроразрушения в образцах бетона при пропускании через них постоянного электрического тока.

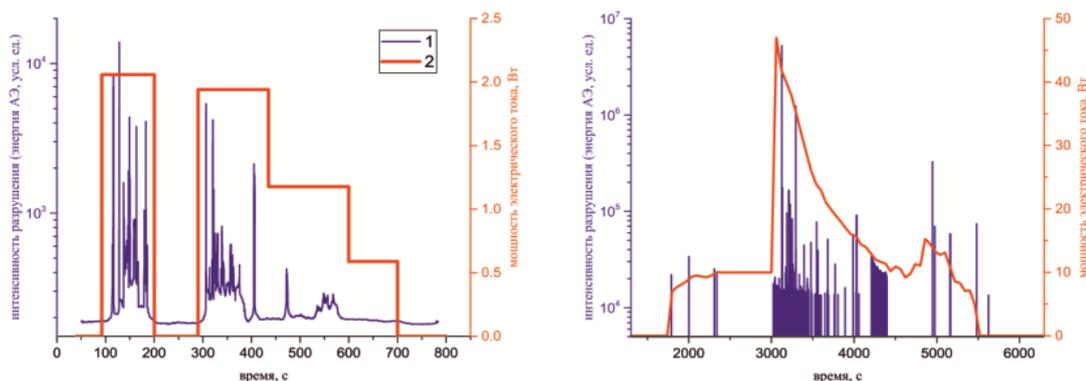


Рис. 4.28. Развитие микро-разрушения в двух бетонных образцах при прохождении через них электрического тока. 1 – интенсивность разрушения, 2 – мощность тока.

Результаты экспериментов на бетонных образцах демонстрируют четкую корреляцию между периодами прохождения электрического тока через образец и возникновением акустической эмиссии. Эта корреляция сохраняется независимо от типа материала (песчаник или бетон), что указывает на универсальность физического механизма инициации разрушения.

Эксперименты на ненагруженных образцах (песчаник и бетон) также демонстрируют рост АЭ при пропускании тока, что подтверждает внутреннюю природу эффекта: инициация микроразрушений обусловлена локальными напряжениями, возникающими при тепловом расширении флюида в замкнутых порах и трещинах.

Полученные результаты указывают на возможность термически опосредованной флюидной инициации сейсмичности в природных условиях, где локальный разогрев флюида (например, за счет геотермального потока или экзотермических реакций) может приводить к росту порового давления и микроразрушениям. Однако в лабораторных условиях энергия иницирующего воздействия на порядки превышает запасенную упругую энергию, что отличает эксперимент от природных триггерных процессов, где флюидные эффекты слабы по сравнению с тектоническими напряжениями.

Заключение к главе IV

Проведенное комплексное лабораторное исследование флюидной инициации акустической эмиссии в горных породах позволило выявить физические механизмы, способные инициировать роевой режим разрушения. Основные результаты и выводы по главе 4 можно сформулировать следующим образом:

1. Поверхностное проникновение воды в сухой нагруженный бетонный образец инициирует роевую акустическую активность даже без изменения общего порового давления. Диффузия воды вызывает двухфазную миграцию источников АЭ: первая фаза (0–12 ч) характеризуется медленной миграцией от зоны обводнения к центру образца со скоростью, сопоставимой со скоростью диффузии воды ($D \approx 3\text{--}4 \cdot 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$); вторая фаза (12–25 ч) — значительно более быстрой миграцией вдоль оси нагружения в зоне максимальных кулоновских напряжений, завершающейся образованием макротрещины. При повторных заливах наблюдается прогрессирующая задержка акустической активности (от 13 ч в первом заливе до 27 ч в третьем), увеличение интенсивности АЭ и снижение *b-value* в момент максимума активности, что указывает на накопление необратимых повреждений.

2. Нагнетание воды под давлением в пористые образцы различного состава (граниты, песчаники) выявило критическую зависимость временных характеристик акустического отклика от степени насыщенности порового пространства. При первичном введении воды в сухой образец задержка максимума АЭ практически совпадает с характерным временем обводнения порового пространства, что свидетельствует о контроле процесса движением фронта обводнения, скорость которого обратна к величине скачка давления (механизм поршневого вытеснения). В предварительно насыщенном образце задержка сокращается в 3–10 раз, поскольку поровое давление согласно уравнению пьезопроводности передается со скоростью обратной к модулю всестороннего сжатия жидкости [Карцева и др., 2022]. Аномальное поведение одного из образцов (КВН-5-548-1) с существенно меньшей задержкой объясняется, вероятно, наличием замкнутых трещин, раскрывающихся при начальном росте порового давления.

3. Пропускание электрического тока через флюида-насыщенные образцы вызывает джоулев нагрев, тепловое расширение жидкости и рост порового давления (~29 МПа), что приводит к увеличению скорости акустической эмиссии до 30 раз. Эффект наблюдается как в нагруженных, так и в ненагруженных образцах, что подтверждает внутреннюю природу инициации. Параметром, определяющим интенсивность АЭ, является количество джоулевого тепла (произведение мощности тока на длительность воздействия). Отсутствие изменений

в *b-value* указывает на сохранение в этом случае общего механизма разрушения при усилении его интенсивности за счет нагрева.

4. Во всех сериях экспериментов наблюдается роевой характер акустической активности, включающий фазы нарастания, пика и релаксации. В опытах с диффузионным проникновением флюида выявлено противофазное изменение активности и *b-value*, типичное для процессов подготовки разрушения. Комплексный параметр $q = 2b - d$ демонстрирует переход в отрицательную область на стадии активизации роевого процесса, что является диагностическим признаком критического состояния системы. В опытах с нагревом такой зависимости нет, что открывает возможности для дифференцирования термически инициированных роев от механически или диффузионно инициированных.

5. Эксперименты с повторным воздействием флюида выявили значительное влияние предыстории нагружения и состояния образца на динамику флюид-индуцированного разрушения. При повторных циклах флюидного воздействия наблюдается увеличение времени задержки активизации, снижение значения *b-value* в момент максимума и переход от диффузионно-контролируемого к напряженно-контролируемому разрушению. Это указывает на накопление необратимых повреждений и переход системы в более нестабильное состояние при каждом последующем контакте с флюидом.

Анализ трёх серий лабораторных экспериментов показал, что флюидная инициация роевой сейсмичности реализуется как минимум тремя различными путями:

1. Диффузионное проникновение флюида без избыточного давления (аналог атмосферных осадков или начального наполнения водохранилища). Характеризуется миграцией очагов, заметной задержкой сейсмической активности и противофазной динамикой *b-value* и активности.

2. Инжекция или подпор флюида с повышением порового давления (аналог техногенной закачки или подъёма уровня воды в водохранилище). Отличается выраженной зависимостью времени задержки от предварительной насыщенности породы, при сохранении диффузионного контроля процесса.

3. Термическое расширение флюида (аналог геотермальных систем и гейзеров). Проявляется резким усилением сейсмической активности без заметного изменения *b-value* и без пространственной миграции.

Обобщение результатов лабораторного моделирования трёх сценариев флюидной инициации приведено в таб. 4.3.

Таблица 4.3. Обобщение результатов сравнения анализа природных роев и лабораторного моделирования трёх сценариев флюидной инициации.

Признак	Серия 1 (диффузия без давления)	Серия 2 (инъекция под давлением)	Серия 3 (нагрев флюида)
Миграция АЭ	Есть (в 1-м заливе)	Есть (в начальных стадиях)	Нет
Задержка активности	Есть, растёт при вторых заливах	Есть, зависит от насыщенности	Минимальная или отсутствует
<i>b-value</i>	Снижается на пике активности	Снижается на пике активности	Значимо не изменяется
Энергия инициации	Слабая, триггерная инициация	Умеренная, триггерная инициация	Высокая, сравнимая с запасенной в образце упругой энергией, вероятно, прямая инициация
Природный аналог	Осадки, первичное заполнение	Закачка, водохранилища	Гейзеры, геотермальные зоны

Таким образом, лабораторные исследования подтверждают, что роевой режим разрушения может быть инициирован различными флюидными механизмами: диффузионным проникновением без изменения порового давления, повышением порового давления при поршневом движении фронта обводнения в ненасыщенных (или слабонасыщенных породах) или диффузией порового давления в насыщенных породах, термическим расширением флюида при его нагреве. Параметрами, определяющими динамику процесса, являются степень насыщенности порового пространства, скорость диффузии флюида, градиент порового давления и температура флюида. Полученные лабораторные результаты создают физическую основу для интерпретации природных сейсмических роев и разработки методов их прогнозирования в регионах с различными флюидными режимами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация посвящена исследованию флюидной природы сейсмических роев. Основная гипотеза работы заключается в том, что внедрение флюида в напряжённо-деформированную среду способно инициировать каскад разрушений, проявляющийся в виде роевой сейсмичности. Для проверки этой гипотезы проведено комплексное исследование: анализ параметров роев землетрясений в регионах с предположительным влиянием флюида (Западный Коринфский рифт и зона водохранилищ Койна–Варна) и анализ данных лабораторного моделирования флюидной инициации разрушения образцов в контролируемых условиях (внесение воды, изменение порового давления, нагрев флюида электрическим воздействием).

Отличительной особенностью методологии исследования стало применение совместного анализа динамики сейсмической активности (частоты событий) и наклона графика повторяемости (*b-value*) во временных скользящих окнах при строгом контроле полноты данных. Такой подход позволил выявить устойчивые закономерности в поведении роев и соотнести их с внешними управляющими воздействиями (поверхностная вода, поровое давление, нагрев) без потери статистической достоверности результатов.

А. Сравнение натуральных сейсмических роев и их лабораторных моделей приводит к следующим заключениям.

1. В Коринфском рифте и в районе водохранилищ Койна–Варна наблюдается флюида-индуцированная сейсмическая активность с характерной роевой структурой. Лабораторные эксперименты успешно воспроизводят характерные особенности этих процессов.

- В экспериментах по внесению воды на поверхность сухого образца воспроизводится механизм поверхностной инфильтрации, аналогичный проникновению атмосферных осадков в трещиноватую среду Коринфского рифта. Наблюдаемая двухфазная миграция акустической эмиссии, где первая фаза со скоростью диффузии ($\sim 10^{-9}$ м²/с) сменяется второй фазой с ускоренной миграцией в зоне максимальных напряжений, качественно соответствует пространственно-временной эволюции роя 2003-2004 гг. в Коринфском заливе.

- В экспериментах по нагнетанию флюида под давлением моделируется процесс повышения порового давления, наблюдаемый при заполнении водохранилищ Койна–Варна. Эмпирическая зависимость задержки максимума акустической активности от характерного времени обводнения для большинства образцов объясняет сезонные задержки в сейсмической активности района Койна–Варна. Сокращение задержки в 3-10 раз при переходе от

сухого к насыщенному состоянию напрямую соответствует эволюции сезонных компонент в районе водохранилищ: от доминирования осеннего (немедленного) пика в начальный период до преобладания весеннего (задержанного) пика после длительной эксплуатации водохранилищ.

- Эксперименты по нагреву флюида электрическим током имитируют геотермальные процессы и могут оказаться полезными для интерпретации особенностей сейсмических роев в районах с повышенным тепловым потоком. Повышение скорости АЭ до 30 раз при нагреве флюида на 40-70°C демонстрирует эффективность термического механизма инициации, который может быть значимым в природных условиях гейзерных систем и геотермальных зон.

2. В натуральных роях Коринфского рифта и области Койна-Варна на стадии активизации наблюдается снижение *b-value*, увеличение фрактальной размерности *d* гипоцентров и переход комплексного параметра $q = 2b - d$ в отрицательную область. Данная динамика полностью воспроизводится в лабораторных экспериментах по внесению воды на поверхность образца и по нагнетанию флюида под давлением на стадии активизации акустической эмиссии. Это соответствие подтверждает универсальность физического сценария разрушения по модели лавина-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) как в природных, так и в лабораторных условиях.

Однако в экспериментах по нагреву флюида электрическим током данная закономерность не проявляется: снижение *b-value* не наблюдается при увеличении активности АЭ. Это указывает на качественное различие в механизмах разрушения при термической и механической/диффузионной инициации, что, возможно, окажется полезным для дифференцирования типов сейсмических роев в природных условиях.

3. Одной из характерных общих закономерностей как в натуральных, так и в лабораторных процессах является влияние предварительной насыщенности флюидом на динамику инициации разрушения:

- В рое 2001 года в Коринфском рифте, где происходило сильное событие $M=4.2$, вероятно, имела место гибридная ситуация: флюидная активация произошла в условиях эпизодической насыщенности пород, что позволило накопиться критическим напряжениям и привести к относительно сильному землетрясению. Аналогичный эффект наблюдался в эксперименте с повторными заливами воды: при каждом последующем воздействии увеличивалась задержка активации и снижался *b-value* в момент максимума активности, что отражало накопление повреждений и переход системы в более нестабильное состояние.

- В рою 2003-2004 гг. в Коринфском рифте (под заливом) и в сейсмичности южной части района Койна-Варна (водохранилище Варна), где породы находятся в состоянии длительного флюидного насыщения, наблюдается "чистый" роевой режим без сильных событий. Аналогичное поведение демонстрируют лабораторные образцы с высокой исходной пористостью и проницаемостью (песчаник Буффало), где быстрое распространение порового давления приводит к распределению разрушения по множеству мелких событий без концентрации энергии в одном очаге.

4. В природных роях Коринфского рифта и Койна–Варна миграция является устойчивым признаком и интерпретируется как следствие диффузии порового давления. Лабораторные эксперименты показали, что миграция воспроизводится и в модели. В эксперименте были выделены две фазы миграции: медленная (диффузионная) и быстрая (напряжённо-контролируемая).

Б. Сформулированные во Введении положения диссертации, выносимые на защиту, обосновываются следующими основными результатами.

1. Сейсмические рои, инициированные флюидом, демонстрируют противофазную динамику изменения наклона графика повторяемости (*b-value*) и сейсмической активности. Такое развитие сейсмических роев аналогично сценариям подготовки очагов сильных землетрясений и соответствует физической модели лавинно-неустойчивого трещинообразования, что подтверждает гипотезу о триггерной природе флюидной инициации сейсмических роев: флюиды выступают не как непосредственная причина разрушения, а как триггерный фактор, инициирующий стандартный физический сценарий развития трещинообразования в горных породах.

Лабораторные исследования по внесению воды на поверхность образца и по нагнетанию флюида под давлением подтверждают этот вывод: на стадии активизации акустической эмиссии зафиксировано снижение *b-value*, на стадии релаксации – возрастание.

Отметим, что показанное выше уменьшение наклона графика повторяемости характерное для триггерных режимов инициации разрушения наблюдалось при слабых по сравнению с накопленной упругой энергией образца гидравлических воздействиях. В опытах с электрическим воздействием на насыщенные проводящим флюидом образцы (главным образом вследствие теплового расширения порового флюида при прохождении через него электрического тока), сравнимым по энергии с потенциальной упругой энергией напряженного образца, был обнаружен другой сценарий инициации. Такая термически опосредованная флюидная инициация проявляется ростом акустической активности без заметного

изменения наклона графика повторяемости. Это не наблюдается в природных невулканических сейсмических роях, в которых увеличение сейсмической активности сопровождается уменьшением наклона графика повторяемости. Можно предположить, что сильное (в сравнении с упругой энергией среды) воздействие в опытах с электрическим током являлось не триггером, а основным источником разрушения, и при таком нетриггерном механизме противофазные изменения наклона графика повторяемости и активности не наблюдаются. Природные аналоги таких режимов нужно, вероятно, искать в эффектах при гидро-разрывах пласта или разрушении в вулканических постройках при движении магмы в трещиноватой среде, которые не относятся к невулканическим роям.

Изложенные результаты обосновывают первое защищаемое положение:

Особенностью флюид-иницированных сейсмических роев является противофазное изменение наклона графика повторяемости и сейсмической активности

2. При сезонных изменениях гидрологического режима реализуются два режима флюидной инициации сейсмических роев: немедленный – за счёт прямого нагрузочного воздействия и роста порового давления, и задержанный – вследствие диффузионного проникновения флюида в зону очага.

Лабораторное исследование показало, что доминирование того или иного механизма определяется степенью предварительной обводнённости среды. Согласно полученным данным время задержки между началом флюидного воздействия и максимумом акустической активности определяется степенью насыщенности порового пространства. Для первичного внедрения флюида в сухую породу задержка практически совпадает с характерным временем обводнения порового пространства. В предварительно насыщенной среде задержка сокращается в 3-10 раз, что связано с гораздо более быстрой пороупругой передачей давления флюида.

Эти лабораторные результаты объясняют смену сезонных пиков сейсмичности в районах водохранилищ и подтверждают универсальность флюидного триггерного механизма генерации невулканических сейсмических роев. В природных условиях временная эволюция сезонных компонент наведенной сейсмичности в районе Койна-Варна демонстрирует переход от немедленного к задержанному механизму флюидной инициации под влиянием длительного водонасыщения разломных зон. Данный переход сопровождается пространственной перестройкой активности (миграцией от северной к южной части района) и качественной трансформацией механизмов очагов от сдвиговых к сбросовым.

Эти результаты обосновывают второе защищаемое положение:

Степень обводненности среды контролирует величину задержки роевой активности при флюидной инициации разрушения: при большей обводненности меньше задержка.

3. Миграция сейсмической/акустической активности является характерным признаком роев, инициированных флюидом. В экспериментальной серии с диффузионным проникновением воды в сухой образец (без роста порового давления) наблюдалась двухстадийная миграция очагов акустической эмиссии. Вначале, при обводнении образцов, активность источников последовательно распространялась от точки увлажнения к центру образца с относительно небольшой скоростью, определяемой скоростью диффузии воды. Затем, при достижении фроната флюида области с максимальными напряжениями вдоль оси образца миграция происходила с высокой скоростью, отвечающей лавинному развитию процесса разрушения.

В динамике наведенной сейсмичности в области Койна-Варна также отмечались две стадии миграции сейсмической активности – связанные с диффузией флюида и более быстрой миграцией вдоль образовавшегося разлома.

При чисто термической инициации (нагрев флюида) во всем объеме образца миграция не проявлялась. Это отличие открывает возможности для диагностирования природы роев по наличию или отсутствию миграции активности.

Эти результаты обосновывают третье защищаемое положение:

Характерный для сейсмических роев процесс миграции сейсмичности может быть обусловлен как движением флюида в среде, так и саморазвитием процесса разрушения.

В. Перспективы дальнейших исследований, вытекающие из полученных в диссертации результатов.

1. Мы обратили внимание на двойственную роль флюидов в процессе разрушения. Флюиды снижают порог инициации разрушения за счет снижения эффективных напряжений, но одновременно ограничивают масштаб лавины разрушений за счет диссипации энергии в многочисленных мелких событиях. Эта двойственность проявляется как в природных роях (отсутствие сильных событий в длительно насыщенных зонах), так и в лабораторных экспериментах (прогрессирующее снижение *b-value* при повторных заливах). Вопрос о факторах, контролирующих развитие лавинообразного разрушения представляется нам

достойным проведения специального изучения в более широкой постановке – как вопрос о факторах, контролирующих переход форшоковой активизации сейсмичности в сильное землетрясение или же завершение такой активизации по сценарию сейсмического роя.

2. Важным ограничением проведенного исследования является отсутствие анализа асейсмического крипа (медленного скольжения без сейсмических проявлений), который часто сопровождает сейсмические рои в природных условиях. В Коринфском рифте и в районе Койна-Варна существуют данные о медленном скольжении по разломам, которое может играть важную роль в перераспределении напряжений и инициации сейсмических роев. Лабораторные эксперименты в основном фокусировались на регистрации акустической эмиссии и не учитывали возможные асейсмические деформации в образцах. Это направление требует специальных исследований с применением методов высокоточного деформационного мониторинга как в натурных, так и в лабораторных условиях.

3. В части исследования флюидной инициации сейсмических роев нам представляются перспективными следующие направления:

- Исследование асейсмического крипа в условиях флюидного воздействия. Провести серию лабораторных экспериментов с комплексной регистрацией как акустической эмиссии, так и высокоточных деформаций образцов при различных режимах флюидного насыщения. Сопоставить полученные данные с натурными наблюдениями медленного скольжения в районах сейсмических роев (Коринфский рифт, Койна-Варна) с использованием спутниковых методов (InSAR) и наземных GPS-измерений.

- Масштабирование лабораторных результатов на природные условия. Разработать физико-математическую модель, учитывающую масштабные эффекты при переходе от лабораторных к природным условиям, включая корректировку соотношения между энергией иницирующего воздействия и запасенной упругой энергией. Особое внимание уделить моделированию процессов в условиях, когда флюидные эффекты на несколько порядков слабее тектонических напряжений.

- Исследование влияния химических свойств флюида на динамику разрушения. Расширить лабораторные эксперименты на случаи с различными химическими составами жидкостей (соленые растворы, кислотные среды), имитирующими природные флюиды в различных геологических условиях. Оценить роль химических взаимодействий между флюидом и породой в процессах разупрочнения и инициации сейсмичности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Источники на русском языке.

1. Адушкин В. В., Турунтаев С. Б. Техногенная сейсмичность - индуцированная и триггерная. – Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2015. – 364 с.
2. Балбачан М. Я., Томашевская И. С. Эффект изменения прочности горных пород в результате механоэлектризации // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1085–1089.
3. Быков В.Г., Кузьмин Ю.О. Медленные деформационные волны в геофизике // Физика Земли. – 2024. – № 6. – С. 3–38.
4. Григорян С.С. О механизме возникновения землетрясений и содержании эмпирических закономерностей сейсмологии // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 299, № 5. – С. 1094–1101.
5. Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Поверхностные силы. М.: Наука, 1985. 398 с.
6. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. — 1968. — № 3. — С. 46–52.
7. Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствия. – Екатеринбург: УрО РАН, 2007. – 416 с.
8. Карцева Т.И., Смирнов В.Б., Патонин А.В., Сергеев Д.С., Шихова Н.М., Пономарев А.В., Строганова С.М., Михайлов В.О. Инициация разрушения горных пород флюидами разной вязкости // Физика Земли. – 2022. – № 4. – С. 151-166.
9. Кейлис-Борок В.И., Писаренко В.Ф., Рябинин Ю.В. Оценка риска возникновения катастрофических землетрясений // Доклады АН СССР. – 1989. – Т. 309, № 4. – С. 849–852.
10. Кендалл М., Стюарт А. Статистические выводы и связи. — М.: Наука, 1973. — 736 с.
11. Корнев В.М. Количественное описание эффекта Ребиндера (хрупкие и квазихрупкие тела): от замедления разрушения до самопроизвольного диспергирования // Физическая мезомеханика. – 2003. – Т. 6, № 3. – С. 9–18.
12. Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. – 2019. – № 5. – С. 61–75.
13. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. – 2020. – № 4. – С. 172–182.
14. Кузьмин Ю.О. Физические основы современной геодинамики // Геофизические процессы и биосфера. – 2023а. – Т. 22, № 2. – С. 5–58.

15. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика индуцированных разломов // Геофизические процессы и биосфера. – 2023b. – Т. 22, № 3. – С. 5–65.
16. Кузьмин Ю.О. Параметрические эффекты в современной геодинамике // Физика Земли. – 2025. – № 4. – С. 216–236.
17. Куллдорф Г. Введение в теорию оценивания. – М.: Наука. – 1966. – 176 с.
18. Кутателадзе С.С. Основы теории теплообмена. – М.: Атомиздат. – 1979. – 416 с.
19. Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарёв А.В., Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Строганова С.М. Инициация акустической эмиссии в обводнённых образцах песчаника // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 469, № 1. – С. 97–101.
20. Лапшин В.Б., Смирнов В.Б., Скубачевский А.А., Пономарёв А.В., Патонин А.В., Хромов А.А., Потанина М.Г. Численные и лабораторные эксперименты по разрушению конструкционных материалов под воздействием электромагнитного поля // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. – 2018. – № 5. – С. 91–96.
21. Михайлов В. О., Арора К., Пономарёв, А. В., Шринагеш Д., Смирнов В. Б., Чадда Р. К. Наведённая сейсмичность в районе водохранилищ Койна и Варна, Индия: обзор современных данных и гипотез // Физика Земли. — 2017. — № 4. — С. 28–39.
22. Моторин А.Ю., Жукова С.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н. Воздействие обводненности среды на продуктивность природно-техногенной сейсмичности (на примере Хибинского массива) // Физика Земли. – 2024. – № 4. – С. 14–25.
23. Патонин А.В., Пономарев А.В., Смирнов В.Б. Аппаратно-программный лабораторный комплекс для решения задач физики разрушения горных пород // Сейсмические приборы. — 2013. — Т. 49, № 1. — С. 19–34.
24. Патонин А. В., Шихова Н. М., Пономарёв А. В., Смирнов В. Б. Модульная система непрерывной регистрации акустической эмиссии для лабораторных исследований разрушения горных пород // Сейсмические приборы. — 2018. — Т. 54, № 3. — С. 35–55.
25. Писаренко В.Ф. О законе повторяемости землетрясений // В кн.: Дискретные свойства геофизической среды. — М.: Наука, 1989. — С. 47–60.
26. Писаренко В.Ф. Оценка параметров повторяемости землетрясений. – М.: Наука, 1989.
27. Писаренко В.Ф., Скоркина А.А., Рукавишникова Т.А. Как выбирать интервал магнитуд для оценки наклона графика повторяемости // Вулканология и сейсмология. — 2023. — № 2. — С. 3-11.
28. Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Бернар П. Особенности развития сейсмической активности в Западном Коринфском рифте в 2000–2005 гг. // Физика Земли. – 2011. – № 7. – С. 54–66.

29. Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Любушин А.А., Шозиёв Ш.П. Особенности акустической эмиссии при флюидной инициации разрушения по данным лабораторного моделирования // Физика Земли. – 2015. – № 2. – С. 126–138.
30. Ребиндер П.А., Щукин Е.Д. Поверхностные явления в твёрдых телах в процессах их деформации и разрушения // Успехи физических наук. – 1972. – Т. 108, № 1. – С. 3–42.
31. Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. — М.: Наука, 1974. — 560 с.
32. Рига В. Ю., Турунтаев С. Б. Моделирование индуцированной сейсмичности на основе двухпараметрического закона rate-and-state // Физика Земли. – 2021. – № 5. – С. 55–73.
33. Рига В.Ю., Турунтаев С.Б. Численное исследование явления возникновения сейсмической подвижки на разломе в результате закачки флюида // Физика Земли. – 2024. – № 5. – С. 157–172.
34. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991. – 96 с.
35. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О., Хитров А.М. Концепция «Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России». – Москва: Изд-во ИГиРГИ, 2000. – 56 с.
36. Смирнов В.Б. Пространственные и временные вариации показателей самоподобия сейсмичности // Вулканология и сейсмология. – 1997. – № 6. – С. 31–41.
37. Смирнов В.Б. Оценка длительности цикла разрушения литосферы Земли по данным каталогов землетрясений // Физика Земли. – 2003. – № 10. – С. 13–32.
38. Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. – 2009. – Т. 10, № 2. – С. 7–22.
39. Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. Сезонные вариации сейсмической активности в районах интенсивного гидротехнического строительства // Известия, Физика твердой Земли. – 2012. – № 4. – С. 3–18.
40. Смирнов В. Б., Завьялов А. Д. К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли // Физика Земли. — 2012. — № 7–8. — С. 63–88.
41. Смирнов В.Б., Михайлов В.О., Пономарев А.В., Arora K., Chadha R., Srinagesh D., Потанина М.Г. О динамике сезонных компонент наведённой сейсмичности в области Койна–Варна, Западная Индия // Физика Земли. – 2018. – № 4. – С. 100–109.
42. Смирнов В.Б., Пономарёв А.В. О подобии и обратной связи в экспериментах по разрушению горных пород // Физика Земли. – 2001. – № 1. – С. 89–96.

43. Смирнов В.Б., Пономарёв А.В. Физика переходных режимов сейсмичности. – Москва: РАН, 2020. – 412 с.
44. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Исаева А.В., Бондаренко Н.Б., Патонин А.В., Казначеев П.А., Строганова С.М., Потанина М.Г., Chadha R.K., Agora K. Флюидная инициация разрушения в сухих и водонасыщенных горных породах // Физика Земли. – 2020. – № 6. – С. 86–105
45. Смирнов В.Б., Потанина М.Г., Карцева Т.И., Пономарев А.В., Патонин А.В., Михайлов В.О., Сергеев Д.С. Сезонные вариации наклона графика повторяемости землетрясений в наведённой сейсмичности в области Койна–Варна, Западная Индия // Физика Земли. – 2022. – № 3. – С. 76–91.
46. Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарёв А.В., Чадда Р., Михайлов В.О., Потанина М.Г., Карташов И.М., Строганова С.М. Режим сезонных вариаций наведённой сейсмичности в области водохранилищ Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. – 2017. – № 4. – С. 40–49.
47. Соболев Г.А., Пономарёв А.В. Динамика разрушения моделей геосреды при совместном влиянии жидкости // Физика Земли. – 2011. – № 10. – С. 48–63.
48. Соболев Г.А., Пономарёв А.В. Лабораторное моделирование флюид-индуцированного сейсмического режима // Физика Земли. – 2011. – № 5. – С. 3–18.
49. Соболев Г.А., Пономарёв А.В., Кольцов А.В., Луцкий В.А., Цывьян В.Н. Сейсмическая активность в образцах горных пород, деформируемых в эксперименте // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – С. 608–621.
50. Соболев Г.А., Пономарёв А.В., Майбук Ю.Я., Закржевская Н.А., Смирнов В.Б. О механизмах сейсмичности при иницировании водой // Физика Земли. – 2010. – № 2. – С. 50–67.
51. Ташлыкова Т., Рященко Т. Возбужденная сейсмичность при создании водохранилищ: анализ первых фактов и возможных причин // Инженерная защита. – 2015. – № 6(11). – С. 44–50.
52. Турунтаев С.Б., Рига В.Ю. Нелинейные эффекты влияния роста порового давления на сейсмичность // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. – Москва: ГЕОС, 2017. – С. 29–39.
53. Хуберт М.К., Руби В.В. Роль флюидного давления в механике надвиговых разломов. I. Механика пористых наполненных флюидом твердых тел и ее применение к надвиговым разломам // Журнал геологии. – 1959. – Т. 67, № 2. – С. 115–166.
54. Шкуратник В.Л., Новиков Е.А., Вознесенский А.С., Винников В.А. Термостимулированная акустическая эмиссия в геоматериалах. – М.: Горная книга, 2015. – 241 с.

55. Зенченко Е.В., Турунтаев С.Б. Экспериментальное исследование разрушения пористой среды при падении давления // Физика Земли. – 2025. – № 4. – С. 144–158.

Источники на английском языке

56. Aki, K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N=a-bM$ and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. – 1965. – Vol. 43. – P. 237–239.

57. Amos C.B., Audet P., Hammond W.C., Bürgmann R., Johanson I.A., Blewitt G. Uplift and seismicity driven by groundwater depletion in central California // Nature. – 2014. – Vol. 509. – P. 483–486.

58. Bak P., Christensen K., Danon L., Scanlon T. Unified scaling law for earthquakes // Physical Review Letters. – 2002. – Vol. 88, No. 17. – P. 178501.

59. Baltay A.S., Hanks T.C., Abrahamson N.A. Earthquake stress drops and inferred fault strength in the continental interior // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2022. – Vol. 112, No. 2. – P. 784–800.

60. Bell M.L., Nur A. Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1978. – Vol. 83, No. B9. – P. 4469–4485.

61. Bell R.E., McNeill L.C., Bull J.M., Henstock T.J., Collier R.E.L., Leeder M.R. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece // Basin Research. – 2009. – Vol. 21, No. 6. – P. 824–855.

62. Bender, B. Maximum likelihood estimation of b -values for magnitude grouped data // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1983. – V. 73. – P. 831–851

63. Benson P.M., Brantut N., Sacks S. et al. Laboratory simulations of fluid-induced seismicity, hydraulic fracture, and fluid flow // Geomechanics for Energy and the Environment. – 2020. – Vol. 24. – P. 100202.

64. Bernard P. A rupture model for the 1999 southern Iceland earthquake sequence derived from joint inversion of InSAR and GPS measurements // Geophysical Journal International. – 2006. – Vol. 166, No. 3. – P. 1355–1362.

65. Bernard P., Briole P., Meyer B. et al. The $M_s=6.2$ June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low-angle normal faulting in the Corinth Rift // Journal of Seismology. – 1997. – Vol. 1, No. 2. – P. 131–150.

66. Bernard P., Lyon-Caen H., Briole P., Deschamps A., Boudin F., Makropoulos K., Papadimitriou P., Lemeille F. et al. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of

Corinth: new insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL) // *Tectonophysics*. – 2006. – Vol. 426, Nos. 1–2. – P. 7–30.

67. Bhattacharya P., Viesca R.C. Fluid-induced aseismic fault slip outpaces pore-fluid migration // *Science*. – 2019. – Vol. 364, No. 6439. – P. 464–468.

68. Bohnhoff M., Baisch S., Harjes H.-P. Fault mechanisms of induced seismicity at the superdeep German Continental Deep Drilling Program (KTB) borehole // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109, No. B02. – B02309.

69. Bollinger L., Perrier F., Avouac J.-P., Sapkota S., Gautam U., Tiwari D.R. Seasonal modulation of seismicity in the Himalaya of Nepal // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol. 34, No. 8. – L08304.

70. Bourouis S., Bernard P. Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients // *Geophysical Journal International*. – 2007. – Vol. 169. – P. 723–732.

71. Bourouis S., Cornet F.H. Microseismic activity and fluid–fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece // *Geophysical Journal International*. – 2009. – Vol. 178, No. 1. – P. 561–580.

72. Braunmiller J., Giardini D., Hengesh J.V. Active tectonics and earthquake potential of the intraplate central and eastern United States // *Geosphere*. – 2022. – Vol. 18, No. 5. – P. 1722–1749.

73. Cappa F., Guglielmi Y., Avouac J.P. et al. Stabilization of fault slip by fluid injection in the laboratory // *Geophysical Research Letters*. – 2019. – Vol. 46, No. 12. – P. 6595–6603.

74. Carder D.S. Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940–1944, and the influence of reservoir loading on local earthquake activity // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1945. – Vol. 35, No. 4. – P. 175–192.

75. Chang K., Chen X., Liu Y. et al. Enhancement mechanisms of induced seismicity by site-specific operational and geological features in a poroelasticity system // *Proceedings of the 54th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*. – 2020.

76. Chen Y., Deng K., Liu Y. et al. Chemical weakening of faults under hydrothermal conditions // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2021a. – Vol. 563. – P. 116876.

77. Chen Y., Shearer P.M., Gualandi F. et al. Laboratory study of acoustic emission patterns during fluid injection in fault gouge // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2023a. – Vol. 603. – P. 117976.

78. Christiansen L.B., Hurwitz S., Saar M.O., Ingebritsen S.E., Hsieh P.A. Seasonal seismicity at western United States volcanic centers // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – Vol. 240, No. 2. – P. 307–321.

79. Corral A. Renormalization-group transformations and correlations of seismicity // *Physical Review Letters*. – 2005. – Vol. 95, No. 2. – P. 028501.
80. Costain J.K., Bollinger G.A., Speer J.A. Hydroseismicity: a hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity // *Seismological Research Letters*. – 1987. – Vol. 58, No. 3. – P. 41–64.
81. Dahm T., Brandsdóttir B. Moment tensors of microearthquakes from the Eyjafjallajökull volcano in South Iceland // *Geophysical Journal International*. – 1997. – Vol. 130, No. 1. – P. 183–192.
82. Danré P., Soubestre J., Boubacar M. et al. Control of Seismicity Migration in Earthquake Swarms by Fluid Pressure and Fault Friction // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2024. – Vol. 129, No. 3. – e2023JB028414.
83. De Barros L., Lyon-Caen H., Lambotte S. et al. Seismicity and fluid pressure variations in the shallow crust of the Corinth Rift // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2020. – Vol. 125, No. 7. – e2019JB019277.
84. Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // *Geophysical Journal International*. – 2001. – Vol. 146, No. 3. – P. 714–730.
85. Dreger D.S., Tkalčić H., Johnston M. Dilatational processes accompanying earthquakes in the Long Valley Caldera // *Science*. – 2000. – Vol. 288, No. 5473. – P. 122–125.
86. Dreger D., Kaverina A. Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – Vol. 27, No. 13. – P. 1941–1944.
87. Dublanchet P., Soubestre J., Boubacar M. et al. Dual Seismic Migration Velocities in Seismic Swarms of the Corinth Rift // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – Vol. 48, No. 15. – e2021GL093634.
88. Durá-Gómez I., Talwani P. Hydromechanics of the Koyna–Warna region, India // *Pure and Applied Geophysics*. — 2010. — Vol. 167. — P. 183–213.
89. Ellsworth W. L. Injection-induced earthquakes // *Science*. — 2013. — Vol. 341, № 6142. — P. 1225942.
90. Evans D.M. The Denver area earthquakes and the Rocky Mountain Arsenal disposal well // *Mountain Geologist*. – 1966. – Vol. 3, No. 1. – P. 23–26.
91. Farquharson J.I., Roman D.C., Power J.A. et al. Hydrological triggering of large Alaska landslides // *Nature Geoscience*. – 2022. – Vol. 15, No. 4. – P. 305–311.
92. Fischer T., Bachura M., Hainzl S. Seismic swarms, episodic tremor and slow-slip in geothermal areas // *Earth-Science Reviews*. – 2023. – Vol. 239. – P. 104355.

93. Ford M., Williams E.A., Malartre F., Popescu S.-M. Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece // *Sedimentary Processes, Environments and Basins: a Tribute to Peter Friend*. – Oxford: Blackwell, 2007. – P. 44–90.
94. Furuya M., Sigmundsson F., Jónsson S. Spatiotemporal gravity changes at Miyakejima Volcano, Japan: caldera collapse, explosive eruptions and magma movement // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – Vol. 108, No. B4. – P. 2219.
95. Gahalaut K., Gupta P. K. An integral equation algorithm for 3-D simulation of pore pressure in a porous elastic medium with heterogeneities // *Geophysical Journal International*. — 2008. — Vol. 175, № 3. — P. 1245–1253.
96. Gibowicz S.J., Cichowicz A., Dybel T. An analysis of the frequency–magnitude relation for tremors from a coal mine // *Acta Geophysica Polonica*. – 1974. – Vol. 22. – P. 1–18.
97. Boyet A., De Simone S., Cappa F., Vilarrasa V. Understanding post-injection seismicity: Causes and mechanisms of trailing earthquakes in Enhanced Geothermal Systems // *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, Elsevier. – 2025. – Vol. 223.
98. Goebel T. H. W., Weingarten M., Chen X., Haffener J., Brodsky E. E. The 2016 Mw 5.1 Fairview, Oklahoma earthquakes: Evidence for long-range poroelastic triggering at >40 km from fluid disposal wells // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2017. — Vol. 472. — P. 50–61.
99. Gomberg J., Wolf L. Probable cause of the 1989 intraplate earthquake in southern Alabama // *Geology*. – 1999. – Vol. 27, No. 4. – P. 367–370.
100. Gough D.I., Gough W.I. Stress and deflection in the lithosphere near Lake Kariba — I // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. – 1970. – Vol. 21, No. 1. – P. 65–78.
101. Goswami D., Rao N. P., Shashidhar D., Mallika K., Srinagesh D., Purnachandra Rao N., et al. Reservoir-triggered seismicity in the Koyna–Warna region, western India: A review // *Earth-Science Reviews*. — 2017. — Vol. 175. — P. 1–19.
102. Gresta S., Patanè G. Time variation of seismic activity at Mt. Etna // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 1983. — Vol. 17. — P. 361–376.
103. Grigoli F., Cesca S., Rinaldi A.P. et al. Fluid injection–induced seismicity reveals the causal mechanisms behind the hydrogeological cycle of natural and induced earthquakes in central Italy // *Science Advances*. – 2017. – Vol. 3, No. 9. – e1700935.
104. Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D. Seismicity triggered by fluid injection–induced aseismic slip // *Science*. — 2015. — Vol. 348, № 6240. — P. 1224–1226.
105. Gupta H.K. *Reservoir-induced earthquakes*. – Amsterdam: Elsevier, 1992.

- 106.Gupta H.K. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India // *Earth-Science Reviews*. – 2002. – Vol. 58, No. 3–4. – P. 279–310.
- 107.Gupta H. K., Arora K., Purnachandra Rao N., Roy S., Sarkar D. Investigations of continued reservoir-triggered seismicity at Koyna, India // *Geological Society, London, Special Publications*. — 2017. — Vol. 445. — P. 151–188.
- 108.Hainzl S., Kraft T., Wassermann J., Igel H., Schmedes E. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – Vol. 33, No. 19. – L19303.
- 109.Hainzl S., Kraft T., Wassermann J., Schmedes E., Igel H. Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany // *Tectonophysics*. – 2006. – Vol. 424. – P. 245–258.
- 110.Hainzl S., Ogata Y. Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling // *Journal of Geophysical Research*. – 2005. – Vol. 110. – B05S07.
- 111.Healy J.H., Rubey W.W., Griggs D.T., Raleigh C.B. The Denver earthquakes // *Science*. – 1968. – Vol. 161, No. 3848. – P. 1301–1310.
- 112.Heki K. Snow load and seasonal variation of earthquake occurrence in Japan // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – Vol. 207. – P. 159–164.
- 113.Henry P., Moretti I. The understanding of fault activity from natural laboratories // *Tectonophysics*. – 2006. – Vol. 426, Nos. 1–2. – P. 1–5.
- 114.Hirose F., Asano Y., Obara K., Kimura T., Matsuzawa T. Slow slip events and seismic swarms in the Bungo Channel, southwest Japan, from 2003 to 2013 // *Earth, Planets and Space*. – 2014. – Vol. 66, No.1. – P. 112.
- 115.Hsieh P.A., Bredehoeft J.D. A reservoir analysis of the Denver earthquakes: a case of induced seismicity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1981. – Vol. 86, No. B2. – P. 903–920.
- 116.Husen S., Bachmann C., Giardini D. Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005 // *Geophysical Journal International*. – 2007. – Vol. 171, No. 3. – P. 1126–1134.
- 117.Ibs-von Seht M., Plenefisch T., Klinge K. Earthquake swarms in continental rifts — a comparison of selected cases in America, Africa and Europe // *Tectonophysics*. – 2008. – Vol. 452. – P. 66–77.
- 118.Jacobs K. M., McNutt S. R. Using seismic *b-values* to interpret seismicity rates and physical processes during the preeruptive earthquake swarm at Augustine Volcano 2005–2006 // *U.S. Geological Survey Professional Paper*. — 2010. — 1769. — P. 60–82.

119. Jaeger J. C., Cook N. G. W., Zimmerman R. W. Fundamentals of rock mechanics. — 4th ed. — Oxford: Blackwell, 2007. — 475 p.
120. Jiménez M.J., García-Fernández M. Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2000. — Vol. 103. — P. 463–468.
121. Johnson C.W., Fu Y., Bürgmann R. Seasonal water storage, stress modulation, and California seismicity // *Science*. — 2017. — Vol. 356, No. 6343. — P. 1161–1164.
122. Jolly A.D., McNutt S.R. Seismicity at the volcanoes of Katmai National Park, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 1999. — Vol. 93, No. 3–4. — P. 173–190.
123. Kanamori H. Earthquake seismology // *Treatise on Geophysics*. — 1st ed. — Vol. 4. — Amsterdam: Elsevier, 2007 (reprint 2009). — 692 p.
124. Kedar S., Sturtevant B., Kanamori H. The source of the harmonic tremor at Old Faithful Geyser // *Nature*. — 1996. — Vol. 379, No. 6562. — P. 708–711.
125. Kedar S., Sturtevant B., Kanamori H. Analysis of seismic and acoustic signals at Old Faithful Geyser // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 1998. — Vol. 84, No. 1–2. — P. 1–14.
126. Kendall M.G., Stuart A. The Advanced Theory of Statistics. Volume 2, Inference and Relationship. — London: Charles Griffin. — 1961. — 676 p.
127. King G.C.P. The accommodation of large strain in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of *b-value* // *Pure and Applied Geophysics*. — 1983. — Vol. 121. — P. 761–815.
128. Klinge K., Plenefisch T., Stammer K. The earthquake swarm 2000 in the region Vogtland/NW-Bohemia—earthquake recording at German stations and temporal distribution of events // *Journal of Geodynamics*. — 2003. — Vol. 35, No. 1–2. — P. 83–96.
129. Knett J. Das Erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg vom 1. Jänner bis Feber 1824 // *Sitzungsberichte der Königlich Böhmisches Gesellschaft der Wissenschaften*. — 1899. — Bd. 19. — S. 167–191.
130. Krishna V. G., Kaila K. L., Reddy P. R. Synthetic seismogram modeling of crustal seismic record sections from the Koyna DSS profiles in western India // In: Mereu, R. F., Mueller, St., Fountain, D. M. (eds.) *Properties and Processes of Earth's Lower Crust* (AGU Geophysical Monograph, 51; IUGG, Vol. 6). — Washington, DC: AGU, 1989. — P. 143–157.
131. Kulldorff G. Contributions to the Theory of Estimation from Grouped and Partially Grouped Samples. Almqvist & Wiksell. — 1961. — 144 p.
132. Kumagai H., Aoki Y., Nagajima K., Wyss M. Volcanic tremor source at Aso Volcano, Japan // *Journal of Geophysical Research*. — 2003. — Vol. 108, No. B12. — P. 2561.

- 133.Lambotte S., Lyon-Caen H., Bernard P., Deschamps A., Patau G., Nercessian A., Pacchiani F., Bourouis S., Drilleau M., Adamova P. Reassessment of the rifting process in the Western Corinth Rift from relocated seismicity // *Geophysical Journal International*. – 2014. – Vol. 197. – P. 1822–1844.
- 134.Legrand D., Lahr J.C., Page R.A., Chouet B.A., Harlow D.H. Seismicity, deformation and magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2002. – Vol. 118, No. 1–2. – P. 93–108.
- 135.Lees J.M. Multiplet analysis at Coso geothermal field, California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1998. – Vol. 88, No. 5. – P. 1127–1143.
- 136.Liu, X., Han, M., He, W., Li, X. and Chen, D. A New *b-value* Value Estimation Method in Rock Acoustic Emission Testing // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2020. –125: e2020JB019658.
- 137.Lykousis V., Sakellariou D., Moretti I., Kaberi H. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: sequence stratigraphy, sedimentation, fault slip and subsidence rates // *Tectonophysics*. – 2007. – Vol. 440, Nos. 1–4. – P. 29–51.
- 138.Mandal P., Rastogi B. K., Sarma C. S. P. Source parameters of Koyna earthquakes, India // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 1998. — Vol. 88, № 3. — P. 833–842.
- 139.Manga M., Brodsky E.E., Borma L.S. Climate change and induced seismicity // *Nature Reviews Earth & Environment*. – 2023. – Vol. 4, No. 2. – P. 95–107.
- 140.Manga M., Wang C.-Y. Earthquake hydrology // In: *Treatise on Geophysics*, 2nd ed., Vol. 4. – Oxford: Elsevier, 2015. – P. 305–328.
- 141.Manga M., Wang C.-Y. Earthquake hydrology: A review // *Reviews of Geophysics*. – 2022. – Vol. 60, No. 1. – e2021RG000753.
- 142.Martini F., Bean C.J., Saccorotti G., Viveiros F., Wallenstein N. Seasonal cycles of seismic velocity variations detected using coda wave interferometry at Fogo volcano, São Miguel, Azores, during 2003–2004 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2009. – Vol. 191. – P. 231–246.
- 143.Martínez-Garzón P., Kwiatek G., Sone H., Bohnhoff M., Dresen G., Hartline C. Spatio-temporal changes, faulting regimes, and source parameters of induced seismicity: a case study from The Geysers geothermal field // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2014. — Vol. 119, No. 11. — P. 8378–8396.
- 144.Marzocchi, W.; Sandri, L. A Review and New Insights on the Estimation of the *b-value*-Value and Its Uncertainty // *Ann. Geophys.* 2009. V. 46 (6).
- 145.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. – P. 405–415.

146. McNutt S.R. Volcanic seismology // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2005. – Vol. 33. – P. 461–491.
147. McNutt S.R. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories // In: Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. – Berlin: Springer, 2000. – P. 99–146.
148. Miller S.A., Collettini C., Chiaraluce L., Cocco M., Barchi M., Kaus B.J.P. Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth // Nature. – 2004. – Vol. 427, No. 6976. – P. 724–727.
149. Mogi K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena // Bulletin of the Earthquake Research Institute. – 1962. – Vol. 40. – P. 125–173.
150. Muço B. Statistical investigation on possible seasonality of seismic activity and rainfall-induced earthquakes in Balkan area // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1999. – Vol. 114, No. 3. – P. 119–127.
151. Murru M., Montuori C., Wyss M., Privitera E. The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by *b-values* // Geophysical Research Letters. – 1999. – Vol. 26, No. 16. – P. 2553–2556.
152. Noir J., Jacques E., Bekri S., Adler P.M., Tapponnier P., King G.C.P. Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar // Geophysical Research Letters. – 1997. – Vol. 24, No. 18. – P. 2335–2338.
153. Nur A., Booker J.R. Aftershocks caused by pore fluid flow? // Science. – 1972. – Vol. 175, No. 4024. – P. 885–887.
154. Ogasawara H., Kuwabara Y., Miwa T., Fujimori K., Hirano N., Koizumi M. Post-seismic effects of an M 7.2 earthquake and microseismicity in an abandoned, flooded, deep mine // Pure and Applied Geophysics. – 2002. – Vol. 159, No. 1–3. – P. 63–90.
155. Pacchiani F., Lyon-Caen H. Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece) // Geophysical Journal International. – 2010. – Vol. 180, No. 1. – P. 59–72.
156. Page R. Aftershocks and microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964. // Bull. Seismol. Soc. Am. —1968. —V. 58, № 3. — P. 1131-1168.
157. Pandey A. P., Chadha R. K. Surface loading and triggered earthquakes in the Koyna–Warna region, western India // Physics of the Earth and Planetary Interiors. — 2003. — Vol. 139, № 3–4. — P. 207–223.

158. Parotidis M., Shapiro S.A., Rothert E. Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2005. – Vol. 110. – B05S10.
159. Pickering G., Bull J.M., Sanderson D.J. Sampling power-law distribution. // *Tectonophysics*. —1995. —V. 248. —P. 1-20.
160. Pisarenko D.V., Pisarenko V.F. Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximum possible magnitude and related parameters // *Pure and Applied Geophysics*. – 1995. – Vol. 145, No. 2. – P. 255–275.
161. Pisarenko D. V., Pisarenko V. F. Statistical estimation of the correlation dimension // *Physics Letters*. — 1995. — Vol. A197. — P. 31–39
162. Plümper O., Raza M.S., Schwieren A. et al. Fluid-induced slip weakening in fault zones // *Nature Geoscience*. – 2017. – Vol. 10, No. 11. – P. 845–850.
163. Power J.A., Lahr J.C., Page R.A., Chouet B.A., Harlow D.H. Seismic evolution of the 1989–1990 eruption at Redoubt Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1998. – Vol. 84, No. 1–2. – P. 153–177.
164. Rao N. P., Shashidhar D. Periodic variation of stress field in the Koyna–Warna reservoir triggered seismic zone inferred from focal mechanism studies // *Tectonophysics*. — 2016. — Vol. 679. — P. 29–40.
165. Reasenber P. Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982 // *Journal of Geophysical Research*. – 1985. – Vol. 90, No. B7. – P. 5479–5495.
166. Richter G., Wassermann J., Zimmer M., Ohrnberger M. Correlation of seismic activity and fumarole temperature at the Mt. Merapi volcano (Indonesia) in 2000 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2004. – Vol. 135. – P. 331–342.
167. Rietbrock A., Tiberi C., Scherbaum F., Lyon-Caen H. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes // *Geophysical Research Letters*. – 1996. – Vol. 23, No. 18. – P. 2319–2322.
168. Rigo A., Lyon-Caen H., Armijo R., Deschamps A., Hatzfeld D., Makropoulos K., Papadimitriou P., Kassaras I. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms // *Geophysical Journal International*. – 1996. – Vol. 126, No. 3. – P. 663–688.
169. Roeloffs E.A. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1988. – Vol. 93, No. B3. – P. 2107–2124.

170. Roth P., Pavoni N., Deichmann N. Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity // *Tectonophysics*. – 1992. – Vol. 207, No. 1–2. – P. 183–197.
171. Saar M.O., Manga M. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – Vol. 214, No. 3–4. – P. 605–618.
172. Sanchez J.J., Wyss M., McNutt S.R. Temporal-spatial variations of stress at Redoubt volcano, Alaska, inferred from inversion of fault plane solutions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2004. – Vol. 130. – P. 1–30.
173. Sanford A.R., Lin K.-W., Tsai I.-C., Jaksha L.H. A new explanation for earthquake swarms in the southern Rio Grande rift // *Seismological Research Letters*. – 2002. – Vol. 73, No. 3. – P. 299–310.
174. Scarpa R., Patanè G., Lombardo G. Spatial and temporal variation of seismic activity at Etna volcano (Italy) // *Bulletin of Volcanology*. – 1983. – Vol. 46. – P. 381–385.
175. Schultz R., Stern V., Novakovic M., Atkinson G., Gu Y. Hydraulic fracturing induced seismicity // *Reviews of Geophysics*. — 2020. — Vol. 58, № 3. — e2019RG000695.
176. Seeber L., Armbruster J.G., Kim W.-Y. A fluid-injection-triggered earthquake sequence in Ashtabula, Ohio: implications for seismogenesis in stable continental regions // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2004. – Vol. 94, No. 1. – P. 76–87.
177. Segall P. Earthquakes triggered by fluid extraction // *Geology*. – 1989. – Vol. 17, No. 10. – P. 942–946.
178. Segall P., Grasso J.-R., Mossop A. Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France // *Journal of Geophysical Research*. – 1994. – Vol. 99, No. B8. – P. 15423–15438.
179. Shapiro S.A. Fluid-induced seismicity. – Cambridge: Cambridge University Press, 2015. – 289 p.
180. Shapiro S.A., Huenges E., Borm G. Characterization of hydraulic properties of rocks using probability of fluid-induced microearthquakes // *Geophysics*. – 1997. – Vol. 62, No. 1. – P. 73–82.
181. Shapiro S.A., Kummerow J., Dinske C., Asch G., Rothert E. Fluid-induced seismicity guided by a continental fault: injection experiment of 2004/2005 at the German deep drilling site (KTB) // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – Vol. 33, No. 1. – L01309.
182. Shashidhar D., Satyanarayana H. V. S., Mahato C. R., Mallika K., Rao N. P., Gupta H. K. Borehole seismic network at Koyna, India // *Seismological Research Letters*. — 2016. — Vol. 87, № 3. — P. 661–667.

183. Shebalin P., Baranov S. Depth dependent stress revealed by aftershocks // *Nature Communications*. – 2017. – Vol. 8, Article No. 1313.
184. Shebalin P., Baranov S. Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. – 2020. – Vol. 222, No. 2. – P. 1264-1269.
185. Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V. Aftershock rate changes at different ocean tide heights // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – Vol. 8. – Article 559624.
186. Shebalin P., Narteau C. Statistical laws of post-seismic activity // *Statistical Methods and Modeling of Seismogenesis*. – Chichester: Wiley, 2021. – P. 283-298.
187. Sidorin I.A., Smirnov V.B. Fractal analysis of seismic regime in various geotectonic environments // *Pure and Applied Geophysics*. – 1995. – Vol. 145, No. 2. – P. 349–363.
188. Simpson D.W. Triggered earthquakes // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1986. – Vol. 14. – P. 21–42.
189. Simpson D.W., Leith W.S., Scholz C.H. Two types of reservoir-induced seismicity // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1988. – Vol. 78, No. 6. – P. 2025–2040.
190. Smirnov V., Ponomarev A., Bernard P., Bourouis S. Field experiment in Soultz-sous-Forêts, 1993: Changes of the pattern of induced seismicity // *Acta Geophysica*. — 2013. — Vol. 61, № 6. — P. 1598–1625.
191. Smirnov V., Ponomarev A., Potanina M., Chadha R.K., Srinagesh D. Triggered and tectonic driven earthquakes in the Koyna-Warna region, Western India // *Journal of Seismology*. – 2014. – Vol. 18, No. 3. – C. 587-603. – EDN: UGINNJ
192. Tadokoro K., Ando M., Nishigami K. Induced earthquakes accompanying the water injection experiment at the Nojima fault zone, Japan: Seismicity and its migration // *Journal of Geophysical Research*. – 2000. – Vol. 105, No. B3. – P. 6089–6104.
193. Talwani P., Acree S. Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity // *Pure and Applied Geophysics*. – 1985. – Vol. 122, No. 6. – P. 947–965.
194. Talwani P. On the nature of reservoir-induced seismicity // *Pure and Applied Geophysics*. — 1997. — Vol. 150. — P. 473–492.
195. Telesca L. Analysis of the cross-correlation between seismicity and water level in the Koyna area of India // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2010. — Vol. 100, № 5A. — P. 2317–2321.
196. Toda S., Stein R.S., Sagiya T. Evidence from the AD 2000 Izu Islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity // *Nature*. – 2002. – Vol. 419, No. 6902. – P. 58–61.
197. Tormann T., Wiemer S., Mignan A. Systematic survey of high-resolution *b-value* imaging along Californian faults: inference on asperities // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2014. — Vol. 119, No. 3. — P. 2029–2054.

198. Turcotte D.L. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. – 2nd ed. – New York: Cambridge Univ. Press, 1992. – 221 p.
199. Uhira K., Kataoka R., Okada A., Shimizu H., Aoki H. Volcanic earthquakes at Unzen Volcano, Japan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2005. – Vol. 143, No. 1–3. – P. 229–246.
200. Van der Elst N. J., Page M. T., Weiser D. A., Goebel T. H. W., Hosseini S. M. Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected // *Nature Communications*. — 2016. — Vol. 7. — Art. 13472.
201. Vorobieva I., Shebalin P., Narteanu C. Condition of occurrence of large man-made earthquakes in the zone of oil production, Oklahoma // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2020. – Vol. 56, No. 6. – P. 911–919.
202. Waite G.P., Smith R.B. Seismic evidence for fluid migration accompanying subsidence of the Yellowstone caldera // *Journal of Geophysical Research*. – 2002. – Vol. 107, No. B9. – P. 2177.
203. Wang C.-Y., Manga M. *Earthquakes and water*. – Berlin: Springer, 2010. – 225 p.
204. Watts A. B. *Crust and lithosphere dynamics* // *Treatise on Geophysics*. — 2nd ed. — Vol. 6. — Amsterdam: Elsevier, 2015. — 642 p.
205. Wei Y., Zhuang J., Zhang Z., Ross Z.E. The role of fluid pressure in the 2019 Ridgecrest earthquake sequence // *Nature Communications*. – 2021. – Vol. 12. – P. 4952.
206. Westergaard H.M., Adkins A.W. Deformation of Earth's surface due to weight of Boulder Reservoir. – Technical Memorandum No. 422. – U.S. Bureau of Reclamation, 1934.
207. White R.A., Power J.A. Distal volcano-tectonic earthquakes at Mount St. Helens: evidence for cyclic magma pressurization // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2001. – Vol. 107, No. 4. – P. 321–336.
208. Wiemer S. Earthquake statistics and earthquake predictability: should we abandon the Gutenberg–Richter law? // *Pure and Applied Geophysics*. – 2009. – Vol. 165, No. 1. – P. 177–193.
209. Wiemer S., McNutt S.R. Variations in frequency–magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska // *Geophysical Research Letters*. – 1997. – Vol. 24, No. 2. – P. 189–192.
210. Wiemer S., Wyss M. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2000. – Vol. 90. – P. 859–869.
211. Wiemer S., Wyss M. Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency–magnitude distribution // *Geophysical Journal International*. – 1998. – Vol. 134, No. 2. – P. 409–421.

212. Wolf L.W., Rowe C.A., Horner R.B. Periodic seismicity near Mt. Ogden on the Alaska–British Columbia border: a case for hydrologically triggered earthquakes? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1997. – Vol. 87, No. 6. – P. 1473–1483.

213. Wyss M., Hasegawa A., Nakajima J. Source and path effects in attenuation of seismic waves in northeastern Japan // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1997. – Vol. 87, No. 1. – P. 163–177.

214. Wyss M., Hasegawa A., Wiemer S., Umino N. Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989 M7.1 off-Sanriku earthquake, Japan // *Annals of Geophysics*. – 1997. – Vol. 40, No. 1. – P. 135–148.

215. Wyss M., Wang J.H., Chen C.H. Seismic quiescence before the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2001. – Vol. 91, No. 1. – P. 13–25.

216. Youngs R.R., Chiou S.-J., Silva W.J., Humphrey J.R. Strong ground motion attenuation relations for subduction-zone earthquakes // *Seismological Research Letters*. – 1997. – Vol. 68, No. 1. – P. 58–73.

217. Yu H., Harrington R.M., Liu Y., Ellsworth W.L., Lu Z., Beroza G.C. Fluid-injection-induced earthquakes characterized by hybrid-frequency waveforms // *Nature Communications*. – 2021. – Vol. 12. – P. 6862.

218. Zhang S., Liu D., Li Y. et al. A laboratory study on fault slip caused by fluid injection in geothermal reservoirs // *Rock Mechanics and Rock Engineering*. – 2024. – Vol. 57, No. 2. – P. 1517–1535.

219. Ziv A., Rubin A.M. Implications of rate-and-state friction for properties of aftershock sequences: quasi-static inherently discrete simulations // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – Vol. 108, No. B1. – P. 2051.

220. Zoback M.D., Harjes H.-P. Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany // *Journal of Geophysical Research*. – 1997. – Vol. 102, No. B8. – P. 18477–18491.

221. Zoback M.D., Zinke J.C. Production-induced normal faulting in the Valhall and Ekofisk oil fields // *Pure and Applied Geophysics*. – 2002. – Vol. 159. – P. 403–420.