

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт космических исследований и распространения радиоволн
Дальневосточного отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Марапулец Юрий Валентинович

**ВЫСОКОЧАСТОТНЫЙ АКУСТОЭМИССИОННЫЙ ЭФФЕКТ ПРИ
ДЕФОРМИРОВАНИИ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
В СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ**

Специальность – 25.00.10

«Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

с. Паратунка, Елизовский район, Камчатский край – 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Механизмы генерации и методы наблюдения акустической эмиссии	16
1.1. Источники акустической эмиссии	16
1.2. Диапазоны, области применения и средства регистрации акустической эмиссии	22
1.3. Особенности распространения упругих волн в осадочных породах	25
Глава 2. Новый подход к регистрации и анализу сигналов геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот	34
2.1. Методы регистрации геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот и их аппаратно-программная реализация	34
2.2. Методы исследования пространственной структуры геоакустической эмиссии и их аппаратно-программная реализация	50
2.3. Частотно-временной анализ сигналов геоакустической эмиссии с применением разреженной аппроксимации	59
Глава 3. Характеристики геоакустической эмиссии на Камчатке	75
3.1. Временные и спектральные характеристики акустических сигналов	75
3.1.1. Звуковые сигналы, обусловленные деформациями пород	76
3.1.2. Влияние метеословий	85
3.1.3. Техногенные сигналы	89
3.1.4. Сигналы землетрясений	91
3.2. Направленность высокочастотной геоакустической эмиссии	94
3.2.1. Направленность эмиссии в фоновые периоды	96
3.2.1. Направленность эмиссии в периоды деформационных изменений	100
3.3. Суточная вариация высокочастотной геоакустической эмиссии	105
Глава 4. Связь между геоакустической эмиссией и деформациями приповерхностных пород	118
4.1. Аппаратура и методика наблюдений	118
4.2. Анализ результатов одновременной регистрации геоакустической эмиссии и деформаций пород	120

Глава 5. Регистрация сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии как перспективный метод краткосрочного прогноза землетрясений	131
5.1. Моделирование зон геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясения.....	131
5.2. Статистика регистрации аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии перед землетрясениями Южной Камчатки.....	140
5.3. Оценка ориентации оси наибольшего сжатия пород в точке наблюдений	151
Глава 6. Связь между высокочастотной геоакустической эмиссией и атмосферным электрическим полем как пример взаимодействия геофизических полей на границе земная кора - атмосфера.....	160
6.1. Анализ результатов одновременной регистрации геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля	160
6.2. Анализ корреляционной связи между рядами геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля	169
6.3. Обоснование и экспериментальное подтверждение механизма возникновения связи между геоакустической эмиссией и атмосферным электрическим полем	173
Заключение.....	185
Список литературы	190

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы. Акустическая эмиссия в твердых телах представляет собой упругие колебания, возникающие в результате дислокационных изменений в среде. Характеристики возбуждаемого при этом импульсного излучения непосредственно связаны с особенностями пластических процессов, чем и обусловлен интерес к исследованиям эмиссии с целью развития методов акустической диагностики сред. Акустическая эмиссия применяется для различных задач диагностирования: в сейсмологии, промышленности (неразрушающий контроль объектов) и геофизике. В широком диапазоне дислокационных масштабов и соответствующих им длинам волн излучаемых колебаний можно выделить три частотных диапазона эмиссии, исследование в которых отличаются как по задачам, так и по средствам наблюдений. Инфразвуковой диапазон частот (доли – единицы герц), называемый также *сейсмическим*, применяется для регистрации землетрясений и оценки их характеристик, мониторинга ядерных испытаний, в сейсморазведке. Ультразвуковой диапазон частот от 20–30 кГц до первых МГц используется в промышленности для раннего распознавания трещин, испытания материалов на ползучесть, выявления скрытых дефектов в конструкциях различного типа, в том числе элементов ракет, самолетов, мостов и других строительных сооружений, а также в геофизике при лабораторном деформировании образцов горных пород для изучения механизмов трещинообразования.

Звуковой диапазон занимает промежуточное положение и играет важную роль во взаимодействии микро и макродислокаций, поэтому акустическая эмиссия на этих частотах представляет особый интерес при исследовании пластических процессов в природных средах. С ними связаны устойчивость ландшафтов, горных склонов, ледников, снежных покровов и крупных технических сооружений. Важную роль они играют и в формировании

предвестников землетрясений различной природы. Однако особенности генерации и распространения сигналов звуковых частот в сложных естественных условиях до последнего времени сдерживали развитие акустических методов диагностирования. Только в конце семидесятых годов 20 века для исследования длиннопериодных деформационных процессов, предвестников сильных землетрясений, при поиске и картировании полезных ископаемых начал использоваться частотный диапазон от единиц до десятков герц, который получил название *высокочастотный сейсмический шум* (ВСШ). В девяностых годах были выявлены аномалии акустической эмиссии в частотном диапазоне от сотен герц до килогерца, предшествующие сильным землетрясениям. В частности они были зарегистрированы за 16 часов до катастрофического Спитакского землетрясения в Армении. В начале 21 века в нашей стране и за рубежом появились научные публикации, показывающие, что перед сильными землетрясениями наблюдаются аномалии акустической эмиссии в частотном диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц. Следует отметить, что исследования эмиссии в этом диапазоне вызывают принципиальные трудности, обусловленные сильным затуханием упругих колебаний на таких частотах в неоднородных по структуре горных породах и сложностью их регистрации стандартными приемниками (геофонами), используемыми в геофизике. Искажение и ослабление сигналов ограничивает возможности дистанционных методов и требует создания распределенных измерительных систем с применением высокопроизводительных вычислительных средств, достигших необходимого уровня развития лишь в последние годы.

Разработке нового подхода к наблюдению и анализу сигналов акустической эмиссии в звуковом диапазоне частот, исследованию характеристик, выявлению закономерностей *высокочастотной геоакустической эмиссии* (в диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц) и ее связи с пластическими деформациями и геофизическими полями на Камчатке посвящена эта работа.

Цель работы – выявление и исследование закономерностей высокочастотного акустоэмиссионного эффекта, возникающего при

деформировании приповерхностных осадочных пород в сейсмически спокойные периоды и при подготовке землетрясений.

Задачи исследования:

- аналитический обзор существующих представлений о механизмах возникновения разномасштабной акустической эмиссии, ее использовании в различных областях науки и техники, особенностях распространения упругих волн в осадочных породах;
- разработка методов наблюдения и частотно-временного анализа геоакустической эмиссии в широком звуковом диапазоне частот от единиц герц до первых десятков килогерц, их реализация в аппаратно-программных комплексах, развертывание пространственно-разнесенных систем акустического и деформационного мониторинга в пунктах наблюдения на Камчатке;
- исследование характеристик и выявление закономерностей геоакустической эмиссии в сейсмически спокойные периоды и на заключительной стадии подготовки землетрясений;
- выявление закономерностей и особенностей отклика высокочастотной геоакустической эмиссии на динамику деформирования приповерхностных пород по результатам натуральных экспериментальных исследований;
- анализ результатов моделирования зон повышенных напряжений при подготовке землетрясения, выявление предсейсмических эффектов высокочастотной геоакустической эмиссии при ее регистрации в таких зонах;
- обоснование возможности возникновения связи между высокочастотной геоакустической эмиссией и атмосферным электрическим полем как составной части взаимодействия геофизических полей на границе земная кора - атмосфера в сейсмоактивном регионе, выявление ее особенностей по результатам натуральных экспериментальных исследований.

Методы исследования. Основными методами для решения поставленных задач явились экспериментальные и теоретические методы геофизики, акустики твердого тела и гидроакустики, математического и компьютерного моделирования. Для анализа данных натуральных экспериментов использовались современные методы статистического и частотно-временного анализа.

Научная новизна работы заключается в выявлении закономерностей и особенностей отклика геоакустической эмиссии на динамику деформирования приповерхностных осадочных пород в малоизученном диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц. Научная новизна определяется следующими оригинальными результатами, полученными диссертантом *впервые*:

1. Экспериментально установлено существование связи между ростом интенсивности геоакустической эмиссии в диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц и усилением деформирования приповерхностных осадочных пород в пункте наблюдений.
2. Для обнаружения и локализации источников геоакустической эмиссии впервые использованы подходы, базирующиеся на векторно-фазовых методах. Это позволило определять направление на источник излучения, производить анализ потока геоакустических импульсов по направлениям при высокой частоте следования и при искажении формы сигналов в результате рассеяния волн на неоднородностях среды.
3. Оценка ориентации оси наибольшего сжатия производилась на основании анализа направленности продольных акустических колебаний, регистрируемых точечной приемной системой на базе комбинированного приемника, что принципиально отличается от известных методов исследования пластических деформаций в акустической диагностике и сейсмологии, основанных на анализе тензорных характеристик с помощью пространственно распределенных приемников эмиссии.
4. Экспериментально показано, что сигналы геоакустической эмиссии в диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц могут нести важную информацию о возникновении зон повышенных напряжений на

заключительной стадии подготовки землетрясений и часто выступать в качестве их оперативных предвестников.

5. Выявлена связь между геоакустической эмиссией в диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц и атмосферным электрическим полем у поверхности земли. Она обусловлена усилением деформирования приповерхностных осадочных пород, проявляется в сейсмически спокойные периоды и на заключительной стадии подготовки землетрясения, и может быть рассмотрена как составная часть взаимодействия геофизических полей на границе земная кора - атмосфера в сейсмоактивном регионе.
6. Геоакустические исследования впервые проводились в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц до первых десятков килогерц при помощи гидроакустических и комбинированных приемников, установленных в водной среде у дна природных и искусственных водоемов в сейсмоактивном регионе полуостров Камчатка.
7. Для частотно-временного анализа геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот впервые использованы подходы, базирующиеся на методах разреженной аппроксимации, адекватно описывающих сигналы импульсной природы.

На защиту выносятся следующие основные результаты и положения:

1. Установлено существование акустоэмиссионного эффекта в осадочных породах, заключающегося в росте интенсивности геоакустического излучения в частотном диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц при увеличении скорости деформации породных массивов. Эффект устойчиво наблюдается на протяжении более чем десятилетнего натурного эксперимента на нескольких пространственно разнесенных станциях на Камчатке и наиболее сильно проявляется на заключительной стадии подготовки землетрясений.
2. Показано, что при акустоэмиссионном эффекте возникает анизотропия направленности геоакустического излучения, обусловленная ориентацией источников акустических колебаний в поле напряжений приповерхностных осадочных пород.

3. Предложен метод оценки ориентации оси наибольшего сжатия, основанный на анализе положения максимумов в азимутальном распределении потока геоакустических импульсов, который применим в сильно неоднородных средах и при интенсивном потоке сигналов геоакустической эмиссии.
4. Показано, что аномалии геоакустической эмиссии в частотном диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц и атмосферного электрического поля у поверхности земли возникают как одновременный отклик на увеличение скорости деформации при растяжении приповерхностных осадочных пород.
5. Разработаны и реализованы в виде аппаратно-программных комплексов методы наблюдения геоакустической эмиссии, позволяющие на принципиально новой основе в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц до первых десятков килогерц исследовать характеристики акустоэмиссионных сигналов и определять пеленг на их источники с применением векторно-фазовых методов.
6. Разработан и реализован с применением современных средств для параллельных вычислений метод частотно-временного анализа акустоэмиссионных сигналов, который позволяет исследовать структуру геоакустических импульсов, сложившуюся в результате формирования их источников.

Достоверность и обоснованность научных положений, выводов и рекомендаций обеспечивается:

- корректной постановкой задач на основе современных фундаментальных представлений о дислокационной природе акустической эмиссии;
- воспроизводимостью результатов в случае использования приемников различных конструкций в нескольких пространственно-разнесенных пунктах наблюдений при длительных комплексных натурных исследованиях геоакустической эмиссии, деформаций пород и атмосферного электрического поля;

- применением измерительных средств, прошедших стендовые измерения основных характеристик и полевые кросс-калибровки;
- представительным объемом экспериментальных данных;
- согласованностью результатов теоретических и натуральных экспериментальных исследований и соответствием с результатами других работ по смежной тематике;
- результатами численного моделирования и статистической обработки экспериментальных данных.

Практическая значимость.

Результаты исследования могут быть использованы при разработке систем оценки уровня сейсмической опасности и предупреждения природных и техногенных катастроф, акустической диагностики природных сред, а также в геофизике, акустике твердого тела и гидроакустике.

Практическая значимость работы подтверждается дипломом победителя выставки-конференции «Инновационный проект 2009» МГУ им. М.В.Ломоносова, представлением разработанного комплекса в перечне научно-технических разработок ДВО РАН для практического использования в социально-экономической сфере в 2011 г, двумя опубликованными заявками на патенты РФ на изобретения.

Апробация работы.

Работа выполнена в соответствии с Программами фундаментальных научных исследований ОФН РАН «Фундаментальные основы акустической диагностики искусственных и природных сред», Президиума РАН «Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы», научными темами и планами работ ИКИР ДВО РАН, проектами ДВО РАН № 05-1-02-051, № 06-I-П16-070, № 09-III-A-02-043, № 12-I-ОФН-17, № 12-III-A-07-107. Материалы, представленные в работе, были отмечены как

наиболее важные результаты фундаментальных и прикладных исследований РАН в акустике в 2004 г., основные результаты ДВО РАН в области естественных, технических наук в 2007, 2010, 2011 гг.

Результаты по теме диссертационной работы докладывались и обсуждались на научных семинарах НЦВИ ИОФ РАН им. А.М.Прохорова, ИФЗ РАН, ИМГиГ ДВО РАН, ИКИР ДВО РАН. Основные положения работы были так же доложены на отечественных и международных конференциях:

- III международной конференции "Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений» (с.Паратунка, Камчатский край, 2004 г.);
- международном научном симпозиуме «Проблемные вопросы островной и прибрежной сейсмологии (ОПС-2005)» (г.Южно-Сахалинск, 2005 г.);
- международных конференциях по мягким вычислениям и измерениям SCM'2005, SCM'2006, SCM'2007, SCM'2008, SCM'2009, SCM'2010, SCM'2015 (г.Санкт-Петербург, 2005 - 2015 гг.);
- ежегодных научно-технических конференциях профессорско-преподавательского состава и аспирантов КамчатГТУ (г.Петропавловск-Камчатский, 2004 - 2008 гг.);
- IV Всероссийском симпозиуме «Сейсмоакустика переходных зон» (г.Владивосток, 2005 г.);
- XVI сессии Российского акустического общества (г.Москва, 2005 г.);
- научной конференции МГУ «Ломоносовские чтения 2007» (г. Москва, 2007 г.);
- международной конференции XXIV General Assembly Of The International Union of Geodesy and Geophysics "IUGG'2007" (Perugia, Italia, 2007 г.);
- IV международной конференции «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений» (с.Паратунка, Камчатский край, 2007 г.);
- III всероссийской научной конференции «Проектирование инженерных и научных приложений в среде Matlab» (г.Санкт-Петербург, 2007 г.);
- V Всероссийском симпозиуме «Физика геосфер» (г.Владивосток, 2007 г.);

- научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (г.Петропавловск-Камчатский, 2007 г.);
- XX сессии Российского акустического общества (г.Москва, 2008 г.);
- 4 международном симпозиуме «Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы» (г.Бишкек, Республика Киргизия, 2008 г.);
- IV Всероссийской научной конференции «Проектирование инженерных и научных приложений в среде Matlab» (г.Астрахань, 2009 г.);
- VI Всероссийском симпозиуме «Физика геосфер» (г.Владивосток, 2009 г.);
- научно-практической конференции «Фундаментальные и прикладные аспекты инновационных проектов Физического факультета МГУ» (г.Москва, 2009 г.);
- региональной научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (г.Петропавловск-Камчатский, 2009 г.);
- XXII сессии Российского акустического общества и Сессии Научного совета РАН по акустике (г.Москва, 2010 г.);
- V международной конференции «Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений» (с. Паратунка, Камчатский край, 2010 г.);
- Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли» (г.Новосибирск, 2010 г.);
- XXIV сессии Российского акустического общества и Сессии Научного совета РАН по акустике (г.Саратов, 2011 г.);
- Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли» (г.Новосибирск, 2011 г.);
- 5 международном симпозиуме «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (г.Бишкек, Республика Киргизия, 2011 г.);

- XIV International Conference on Atmospheric Electricity "ICAE 2011" (Brazil, Rio de Janeiro, 2011 г.);
- Научной конференции «Геодинамические процессы и природные катастрофы в Дальневосточном регионе» (г.Южно-Сахалинск, 2011 г.);
- 14-й Международной конференции «Цифровая обработка сигналов и ее применение (DSPA 2012)» (г.Москва, 2012 г.);
- VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству (г.Санкт-Петербург, 2012 г.);
- 9-th International Conference "Problems of Geocosmos" (St. Peterburg, Petrodvorets, 2012 г.);
- 15-й Международной конференции «Цифровая обработка сигналов и ее применение (DSPA 2013)» (г.Москва, 2013 г.);
- VI международной конференции «Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений» (с. Паратунка, Камчатский край, 2013 г.);
- XX Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Геодинамика и напряженное состояние недр земли» (г.Новосибирск, 2013 г.);
- 16-й Международной конференции «Цифровая обработка сигналов и ее применение (DSPA 2014)» (г.Москва, 2014 г.);
- XXVII сессии Российского акустического общества (г. Санкт-Петербург, 2014 г.);
- International Conference IEEE "Computer Technologies in Physical and Engineering Applications (ICCTPEA)" (Saint-Petersburg, 2014);
- 1-й Всероссийской акустической конференции (г. Москва, 2014 г.);
- 10-th International Conference "Problems of Geocosmos" (St. Peterburg, 2014 г.);
- 9-th Open German-Russian Workshop on Pattern Recognition and Image Understanding (Koblenz, Germany, 2014).
- международной конференции XXVI General Assembly Of The International Union of Geodesy and Geophysics "IUGG'2015" (Prague, Czech Republic, 2015 г.)

Публикации.

По теме диссертации опубликовано 18 статей в российских и зарубежных научных изданиях, входящих в перечень ВАК РФ для публикации основных результатов докторских диссертаций, 2 монографии, 2 заявки на изобретение, 4 статьи в российских рецензированных журналах, включенных в базу данных РИНЦ, 69 работ в сборниках трудов отечественных и международных конференций.

Личный вклад автора состоит:

- в постановке задач, выборе методов анализа и интерпретации результатов натуральных экспериментов, численного и имитационного моделирования;
- в анализе, обобщении и теоретическом обосновании полученных экспериментальных результатов;
- в подготовке самостоятельно и вместе с соавторами публикаций по работе, в большинстве из которых автору принадлежала ведущая роль в постановке задачи, выборе метода анализа и обосновании результата;
- в разработке методов наблюдения геоакустической эмиссии звукового диапазона, структуры комплексов регистрации и анализа геоакустической эмиссии, и непосредственном участии в качестве руководителя разработки в их аппаратно-программной реализации;
- в организации и непосредственном участии во всех натуральных экспериментальных исследованиях.

Автор считает своим долгом выразить благодарность д.ф.-м.н Шевцову Б.М. за поддержку цикла работ, послуживших основой диссертации, разработку модели влияния усилений региональных деформаций на геоакустическую эмиссию и ценные советы при подготовке диссертационной работы; д.ф.-м.н. Гордиенко В.А., оказавшему неоценимую помощь в становлении векторно-фазовых методов на Камчатке и интерпретации результатов пеленгования

геоакустических сигналов; к.ф.-м.н. Купцову А.В., первым поставившему эксперимент по наблюдению высокочастотной геоакустической эмиссии на Камчатке; к.ф.-м.н. Руленко О.П., за непосредственное участие в экспериментах по совместной регистрации геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля, обсуждении полученных результатов и подготовке публикаций по данному направлению; сотрудникам лаборатории акустических исследований ИКИР ДВО РАН: к.ф.-м.н. Ларионову И.А., к.ф.-м.н. Щербина А.О., к.т.н. Тристанову А.Б., Мищенко М.А., Солодчук А.А., Ким (Афанасьевой) А.А., Луковенковой О.О., Торгонскому В.Е., Якименко С.В. за активное участие в проводимых экспериментах, помощь в интерпретации данных и подготовке публикаций.

Глава 1. Механизмы генерации и методы наблюдения акустической эмиссии

1.1. Источники акустической эмиссии

Акустическая эмиссия – излучение упругих волн, возникающее в процессе локальной динамической перестройки внутренней структуры твердых тел. Основные источники АЭ достаточно подробно рассмотрены в [50, 57, 58, 204]. Это процессы пластической деформации, связанные с появлением, движением и исчезновением дефектов кристаллической решетки, возникновением и развитием микро- и макротрещин; трение (в том числе «берегов» трещины друг о друга); фазовые превращения в твердом теле.

Основным физическим механизмом, объясняющим особенности излучения акустической эмиссии, является движение в твердом теле дислокаций и их скоплений. Дислокации, т. е. линейные искажения типа обрыва или сдвига атомных слоев, нарушающие правильность их чередования в решетке, являются наиболее устойчивыми, стабильными дефектами кристалла. Процессы, связанные с отрывом дислокаций от точек закрепления, торможением их у препятствий, возникновением и уничтожением отдельных дислокаций имеют существенно неравномерный, прерывистый характер. Это является причиной, обуславливающей излучение волн напряжений импульсного характера, т.е. акустической эмиссии [150]. Следует отметить, что теория дислокаций связана не только с моделями на микро уровне, но и феноменологически может быть описана в рамках макроскопической теории упругости [64]. Явление акустической эмиссии наблюдается в широком диапазоне материалов, структур и процессов [3, 207, 208]. Наиболее крупномасштабная АЭ связана с существованием сейсмических волн [3, 43, 59, 117, 147, 149], в то время как наименьший масштабный уровень эмиссии вызывается дислокационным движением в кристаллах [64, 68, 69, 77]. Между этими двумя видами АЭ

существует широкий диапазон масштабов эмиссии, от лабораторных испытаний и натуральных экспериментов до промышленного контроля.

Теория генерации упругих волн при движении дислокаций в кристаллах подробно рассмотрена в [64, 68, 69, 77]. Наличие дислокаций в кристалле приведет к изменению поля вектора упругого смещения u . Рассмотрим простую систему [77] с одиночной дислокационной петлей (рис.1.1).

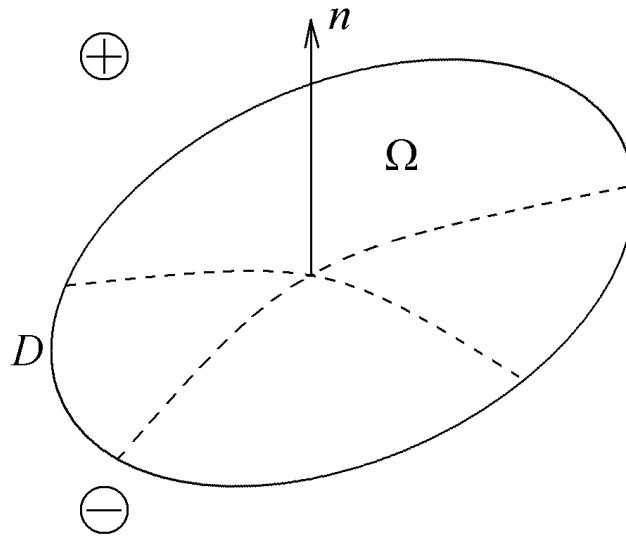


Рис. 1.1. Система с одиночной дислокационной петлей.

Деформации в точке произвольной поверхности Ω , опирающейся на линию дислокации D , определяются вектором Бюргера $b_i = \Delta u_i = u_i^+ - u_i^-$, который равен разности векторов смещения бортов разрыва, и нормалью n_k к поверхности Ω в этой точке ($i, k = 1, 2, 3$ принимают значения соответствующих осей декартовых координат).

Тензор деформации на поверхности Ω равен [64, 77]:

$$u_{ik}^{\Omega} = \frac{1}{2}(\partial u_i / \partial x_k + \partial u_k / \partial x_i) = \frac{1}{2}(b_i n_k + b_k n_i) \delta(\zeta), \quad (1)$$

где $\delta(\zeta)$ – порожденная скачком вектора смещения дельта-функция с аргументом, который отсчитывается от поверхности Ω вдоль нормали n_k .

Симметричный тензор $u_{ik}^{\Omega} = (b_i n_k + b_k n_i)/2$ имеет шесть независимых компонент. Сумма его диагональных элементов дает изменение объема, которое можно рассматривать как появление или исчезновение полости между бортами разрыва или изменение поверхностной плотности вещества. Недиagonальные элементы дают параллельный сдвиг бортов.

Упругие напряжения на поверхности Ω находятся в соответствии с законом Гука [64, 77]: $\sigma_{ik}^{\Omega} = \lambda_{iklm} u_{lm}^{\Omega}$, где λ_{iklm} – тензор модулей упругости, являющийся тензором 4 ранга. Объемные силы на поверхности Ω имеют структуру двойного слоя, который дает пару сил на бортах разрыва:

$f_i^{\Omega} = -\partial \sigma_{ik}^{\Omega} / \partial x_k = -\lambda_{iklm} \partial u_{lm}^{\Omega} / \partial x_k$. Эти силы служат источниками смещений [64, 77]:

$$u_i(r, t) = \int G_{ij}(r - r', t - \tau) f_j^{\Omega}(r', \tau) dV' d\tau, \quad (2)$$

где $G_{ij}(r - r', t - \tau)$ – тензор Грина динамического уравнения теории упругости для неограниченного пространства [64]. В стационарном случае:

$$u_i(r) = \int G_{ij}(r - r') f_j^{\Omega}(r') dV', \quad (3)$$

где $G_{ij}(r - r')$ – тензор Грина уравнения равновесия среды [64, 77]. Подстановка (1) в (3) и интегрирование по частям дают [77]:

$$u_i(r) = -\lambda_{iklm} b_m \int_{\Omega} n_l \frac{\partial}{\partial x_k} G_{ij}(r - r') df' \quad (4)$$

Наиболее простой вид деформация имеет вдали от дислокации. Если представить дислокацию вблизи начала координат, то на больших по сравнению с ее линейными размерами расстояниях можно положить $r - r' \approx r$, тогда [77]:

$$u_i(r) = -\lambda_{iklm} d_{lm} \frac{\partial G_{ij}(r)}{\partial x_k} \quad (5)$$

где $d_{i,k} = S_i b_k$, $S_i = \int_{\Omega} n_i df$. Тензор $d_{i,k}$ называют тензором дислокационного момента, а компоненты вектора S равны площадям, ограниченными проекциями D на плоскости, перпендикулярные соответствующим координатным осям [77]. Это так называемое приближение точечного источника, широко используемое при решении практических задач анализа разномасштабных упругих колебаний [3, 117, 204].

Показано [20, 67, 68, 148], что движение дислокации вдоль выделенной плоскости (скольжение) осуществляется за счет незначительной перестройки атомов, не сопровождается переносом массы и происходит под действием небольших касательных напряжений. При этом наличие локальных полей напряжений дислокации при достаточной высокой скорости ее движения создают необходимые условия для возникновения акустической эмиссии. Изучением акустической эмиссии от движущихся дислокаций в кристаллах активно занимаются с конца 60-х годов 20 века в нашей стране [19, 23, 24, 65, 100, 101, 102] и за рубежом [185, 189, 194, 198, 209, 213, 214]. Элементарный механизм излучения упругих волн движущейся дислокацией был предложен А.Коттрелом [68]. Согласно ему, в структурах с плотной упаковкой атомов, нарушение правильности их расположения создает у центра дислокации менее плотную упаковку, что приводит к возрастанию удельного объема в этой области. Размеры и форма этой зоны при движении дислокации со скоростью v меняются с частотой $f \approx v/a$, где a – параметр решетки в направлении движения дислокации. В результате в окружающее пространство происходит излучение упругой волны с частотой f . Безусловно, волны от одиночной дислокации будут сильно затухать, что и было показано в работе [185]. При этом результаты, подтверждающие излучение сигналов акустической эмиссии при движении дислокации, получены многими авторами [19, 23, 24, 65, 100, 101, 102, 104, 138].

В работах [21, 22, 25, 26, 27, 33, 103] показано, что более высокая энергия упругих колебаний будет получена при движении скоплений дислокаций.

Преодоление ими препятствий приводит к быстрым сдвигам и обеспечивает еще более высокую энергию излучаемых при этом упругих волн [21, 25, 104, 138, 139]. Для некоторых материалов лавина сдвигов вызывает увеличение абсолютной деформации на $10^{-2} - 10^{-4}$ мм за $10^{-1} - 10^{-2}$ с [50]. Еще одним источником акустической эмиссии в кристаллах является двойникование - дефект кристаллической решетки, при котором образуются две зеркальных кристаллических структуры [17, 18, 66, 153].

Дислокации, останавливаясь на препятствиях и образуя скопления, создают условия для формирования дислокаций большего размера, вплоть до образования разрыва (трещины). Вопрос о формировании разрывов выходит за рамки представленной выше линейной теории акустической эмиссии и рассматривается в динамике разрушений [80, 109, 141, 210]. Известно, что разрыв раскрывается примерно со скоростью звука, в то время как колебательная скорость значительно меньше ее. Поэтому для упрощения можно считать, что разрыв образуется мгновенно, при этом силы на его бортах появляются скачком. Это приближение не учитывает того, что в действительности существуют две стадии развития трещины, медленная и быстрая [80]. Сначала дислокация растет в релаксационном режиме без вибраций, затем скорость образования разрыва увеличивается скачком до скорости поперечных упругих волн, при этом начинают эффективно излучаться упругие колебания [80, 109, 141, 210]. Переход от стадии вязкого течения к хрупкому разрушению может происходить, например, в результате превышения растущей дислокацией критического размера, определяемого условием Гриффитса [109], однако при этом необходимо учитывать еще термические, волновые, флуктуационные и нелокальные эффекты, которыми сопровождаются критические явления в пластических процессах, представляющих собой отдельный предмет исследований [212].

Большой вклад в исследование акустического излучения трещинами внесли работы, проведенные В.М.Финкелем [155 – 159]. В частности в работе [156] показано, что акустическое излучение в процессе развития трещины возникает в основном при скачкообразном изменении скорости роста разрыва и может иметь

следующий механизм. При пересечении упруго напряженного образца трещина способна на некоторое время застопориться у какого-либо барьера. Напряжения в ее вершине возрастают, и после прорыва импульсивно излучаются в матрицу материала. В целом следует отметить, что развитие трещины связано с пластической деформацией у ее вершины, поэтому акустическая эмиссия будет возникать вследствие действия таких элементарных источников как движение скоплений дислокаций и двойникование [50]. Результаты исследования акустической эмиссии при развитии трещин в кристаллах представлены в работах [5, 32, 140, 153, 156, 159, 162, 164].

При сухом трении твердых тел происходят пластические деформации поверхностей, разрыв старых и образование новых участков контакта, образование микротрещин на поверхности, подвергаемой трению. Все эти процессы могут выступать в качестве источников акустической эмиссии [6, 8, 28, 193]. Дж.Кайзер считал процессы трения поверхностей разрыва, образующегося внутри материала при деформировании одним из основных источников акустической эмиссии [193].

Фазовые превращения мартенситного типа представляют собой сдвиговые коллективные перемещения атомов, которые сопровождаются изменением формы, что так же должно приводить к излучению волн [116, 119]. Но поскольку эти эффекты характерны только для определенных видов кристаллов и наблюдаются в основном у металлов, рассматривать данный механизм как источник акустической эмиссии в приповерхностных осадочных породах нецелесообразно.

Дислокационные механизмы излучения упругих волн, хорошо исследованные на микро уровне, полностью применимы для изучения акустической эмиссии в широком диапазоне масштабов источников от образцов материалов до землетрясений. В частности в работе [204] выражения (1) – (5) практически без изменений применяются при неразрушающем контроле материалов, а в работах [3, 117] при анализе сейсмических источников. В обоих случаях применяется механизм дислокаций, для упрощения вводится понятие

помещенного в начало координат точечного источника, а в качестве первопричины указываются пластические деформации.

Таким образом, явление акустической эмиссии может наблюдаться в очень широком диапазоне масштабов дислокационных источников: от 10^{-9} м (межатомные расстояния) до 10^6 м (размеры сейсмически активных районов) [3, 77, 204, 207, 208]. Отношение размеров дислокаций к скорости распространения упругих волн будет определять периоды и энергию излучаемых колебаний.

1.2. Диапазоны, области применения и средства регистрации акустической эмиссии

Акустическая эмиссия применяется для широкого круга задач диагностирования: в сейсмологии, промышленности (неразрушающий контроль объектов) и геофизике.

Современная сейсмология, используя модель теории дислокаций, определяет параметры и механизмы сейсмических источников. Для оценки ориентации дислокаций и направления смещения используются упругие колебания от сейсмических источников, т.е. сигналы акустической эмиссии. Используется инфразвуковой диапазон частот (доли – единицы герц), который носит название *сейсмический*. Колебания в сейсмическом диапазоне применяются для регистрации землетрясений и оценки их характеристик, мониторинга ядерных испытаний, и в сейсморазведке [3, 117, 149, 169]. Для регистрации сигналов используются сейсмографы, которые представляют собой комплект приборов, регистрирующих колебания грунта при землетрясении и преобразующих их в электрический сигнал, записываемый на сейсмограммах в аналоговой и цифровой форме. В основе таких приборов лежит обычный маятник с грузом [3].

В промышленности широко применяется метод неразрушающего акустико–эмиссионного контроля объектов. Используется ультразвуковой диапазон частот от 20–30 кГц до первых МГц [50, 57, 58, 150, 204, 207, 208]. Основные задачи,

которые решаются в этой области, это раннее распознавание трещин, испытание материалов на ползучесть, выявление скрытых дефектов на стадии их зарождения, исследование коррозии металлов под напряжением, испытание сосудов высокого давления, элементов конструкций различного типа, в том числе элементов ракет, самолетов, мостов и других строительных сооружений. Основным методом испытаний является приложение к образцу внешнего механического напряжения, не превышающего его предел упругости. При этом концентрация напряжений вблизи дефектов вызовет локальное пластическое деформирование и соответственно – акустическую эмиссию. В качестве приемников акустических колебаний обычно используются пьезокерамические датчики, установленные на поверхности образца. Далее сигналы с датчиков усиливаются и подвергаются вторичной обработке с помощью электронной аппаратуры.

Метод акустико-эмиссионного контроля широко применяется и в геофизике на образцах горных пород [16, 35, 37, 143, 144, 165 – 167]. Используется такой же ультразвуковой диапазон частот. Обычно в этих экспериментах изучаются механизмы трещинообразования при различных способах нагружения. Исследование акустической эмиссии при лабораторном деформировании образцов горных пород широко распространено как один из подходов к выяснению закономерностей сейсмичности [144].

Со второй половины 70-х годов 20 века начались исследования *высокочастотного сейсмического шума* (ВСШ), частотный диапазон – первые десятки герц. В работах [126 – 128] впервые было установлено явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов длиннопериодными деформирующими процессами (в том числе собственными колебаниями Земли). В настоящее время ВСШ применяются для исследования длиннопериодных деформационных процессов (приливы, собственные колебания, штормовые микросейсмы и т.д.) [126, 127, 129, 130], предвестников сильных землетрясений [131, 133, 161], в поисках и картировании полезных ископаемых [105]. В качестве приёмника сигналов ВСШ применяется резонансный узкополосный вертикальный

сейсмометр с чувствительным элементом в виде пьезокерамической пластины [125].

В 90-х годах появился ряд публикаций, подтверждающих эффективность использования акустической эмиссии в частотном диапазоне от сотен герц до первого килогерца для задач исследования предвестников землетрясений. В работе [97] показано, что за 16 часов до катастрофического Спитакского землетрясения с магнитудой $M=7.1$, произошедшего в Армении в 1988, была зарегистрирована аномалия акустической эмиссии в диапазоне 800 – 1200 Гц продолжительностью несколько часов. Расстояние от пункта наблюдений до эпицентра составляло 80 км. В качестве датчика использовался пьезопреобразователь в металлическом корпусе, являющемся одновременно электромагнитным экраном.

В работах [9 – 14] предлагается использование датчика с магнитоупругим преобразователем, амплитудно-частотная характеристика которого пропорциональна кубу частоты [10]. В работе [42] показана эффективность применения такого прибора для исследования предвестников землетрясений в период 1996–1998 гг. в Японии, в главном тоннеле Сейсмологической Обсерватории Мацуширо, а в работе [40] – в скважине на глубине 1035 м на Камчатке. Используется частотный диапазон от 30 до 1200 Гц.

В работах [78, 98, 108, 134] для регистрации информации, связанной с подготовкой и развитием землетрясений, была использована гидроакустическая антенна "Агам" (разработка ЦНИИ «Морфизприбор»), установленная в непосредственной близости от дна на Камчатском шельфе [52]. Антенна имеет размер 100×17 м и содержит 2400 пьезокерамических преобразователей (гидрофонов). Использовался частотный диапазон от 40 до 120 Гц [98]. Анализ информации с глубоководных донных автономных станций (ГДАС), установленных в районе Камчатки, Курильских островов, Охотского и Японского морей, также позволил выделить землетрясения и их предвестники [79, 135]. В станциях применен гидрофон с круговым обзором, диапазоны частот: 2 – 100 Гц и 100 – 1400 Гц. Следует отметить, что результаты этих работ впервые показали,

что геоакустические сигналы, в том числе сигналы землетрясений и их предвестников, хорошо распространяются при переходе из твердой среды в жидкость. Следовательно, регистрацию сигналов акустической эмиссии можно эффективно производить датчиками, установленными у дна в водной среде.

К началу 21 века сложилось мнение, что звуковой диапазон акустической эмиссии от 1 – 2 до 20 кГц малоэффективен по причине сильного затухания упругих колебаний на таких частотах в неоднородных по структуре породах [13]. И только в последние годы, с использованием технологий, применяемых в гидроакустике, были получены новые результаты, позволяющие говорить о целесообразности использования акустической эмиссии кГц диапазона при исследовании пластических процессов в природных средах, в том числе, для изучения физики предвестников землетрясений [72 – 74]. Особенностью наблюдений является использование для регистрации сигналов акустической эмиссии широкополосных пьезокерамических гидрофонов, установленных в естественных и искусственных водоемах. Применение приемников такого типа позволяет, по сравнению с обычными геофонами, расширить частотный диапазон анализируемых сигналов от 0.1 Гц до 10 – 20 кГц [72], а использование их в закрытых внутренних водоемах - исключить влияние мешающих шумов океана (прибой, судоходство и др. источники). Средой формирования акустической эмиссии в данных исследованиях являются приповерхностные осадочные породы, которые характеризуются малой прочностью и высокой пластичностью. В них, как это будет дальше показано, акустическая эмиссия возникает даже при слабых деформационных изменениях, соизмеримых по уровню с приливными.

Эффективность кГц диапазона частот для задач акустического диагностирования природных сред так же подтверждена работами, проведенными в последнее время за рубежом [186, 205].

1.3. Особенности распространения упругих волн в осадочных породах

Теория распространения упругих волн в однородных изотропных твердых средах хорошо описана [29, 30, 77, 149, 169 и др.]. Предположим, что среда не находится в равновесии, т.е. на некоторый объем среды $V = \Delta x \Delta y \Delta z$ действует сила F , для упрощения, например, только в направлении x . Эта сила в общем виде может быть оценена как напряжение, действующее на объем V , $F = (\partial \sigma_{xx} / \partial x + \partial \sigma_{xy} / \partial y + \partial \sigma_{xz} / \partial z)V$. В соответствии со вторым законом Ньютона нескомпенсированная сила определяется как $F = ma$. Ускорение a можно оценить по формуле: $a = \partial^2 U_x / \partial t^2$, где U_x - вектор смещения от некоторого положения равновесия в направлении оси x . Масса рассчитывается как произведение плотности на объем: $m = \rho V = \rho \Delta x \Delta y \Delta z$. С учетом этого, приравняв обе части, получим уравнение:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2}. \quad (6)$$

Используя закон Гука можно из данного уравнения исключить напряжения [29, 30, 77, 149, 169 и др.], тогда оно будет представлено в виде [149]:

$$(\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 U_x}{\partial x^2} + \mu \left(\frac{\partial^2 U_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U_x}{\partial z^2} \right) + (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 U_y}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 U_z}{\partial x \partial z} \right) = \rho \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2}, \quad (7)$$

где λ, μ - коэффициенты Ламэ, μ также называется модулем сдвига.

В случае действия силы в направлении y и z получаются уравнения, аналогичные (6, 7) с соответствующей разницей в индексах.

Если смещение параллельно только оси x , т.е. U_x не зависит от y и z , а $U_y = U_z = 0$ волновое уравнение (7) преобразуется к виду:

$$(\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 U_x}{\partial x^2} = \rho \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2} \quad \text{или} \quad \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \frac{\partial^2 U_x}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2}, \quad (8)$$

а величина $V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$ и есть скорость распространения волны расширения-сжатия, которая называется продольной, так как направление колебаний в ней совпадает с направлением распространения. Если вместо коэффициента Ламэ использовать модуль всестороннего сжатия k , скорость распространения продольной волны равна [77]:

$$V_p = \sqrt{\frac{3k + 4\mu}{3\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}. \quad (9)$$

В твердых средах, кроме продольных, существуют поперечные волны, которые обусловлены деформациями сдвига. Направление колебаний в них перпендикулярно направлению распространения и определяется соотношением:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (10)$$

Следует отметить, что в жидкостях и газах поперечные волны отсутствуют, так как в этих средах отсутствует упругость формы [29, 57, 77, 149, 169 и др.]

Оба этих вида волн считают объемными, так как они распространяются во всем объеме твердых сред. Кроме этого, вдоль свободной поверхности твердой среды распространяются поверхностные волны. Наименее затухающей является волна Релея, скорость распространения которой обычно несколько меньше скорости поперечной волны $V_R \approx 0.92V_s$ [169]. Если твердое тело граничит с жидкостью, то распространяющаяся вдоль границы волна релеевского типа со скоростью близкой к V_R , достаточно быстро затухает [30].

Распространение упругих волн в осадочных породах имеет существенные особенности и отличия от однородных изотропных твердых сред. Модель среды для осадочных пород, из-за ее сложности, в настоящее время до конца не сформирована, хотя над этим вопросом ученые работают уже более 100 лет, первыми работами в этой области считаются [182, 215]. Наиболее близкой

моделью является модель пористо-упругой, насыщенной жидкостью или газом, среды. Основы данного направления были заложены в серии работ М.А.Био [174 – 177] и работе Я.И.Френкеля [160]. Основной вклад в понимание особенностей распространения упругих волн в насыщенных пористых средах внесли работы М.А.Био [175, 176] и В.Н.Николаевского [106]. В теории М.А.Био показано существование в такой среде трех типов волн - поперечной, быстрой продольной и медленной продольной (продольная волна 2 рода, волна Био). Медленная продольная волна характерна именно для пористо-упругой среды. Она распространяется медленнее, чем быстрая продольная волна и быстро затухает. В работе [160] Я.И.Френкель, рассмотрев теорию распространения акустических волн в пористой, насыщенной жидкостью среде, так же выявил эти три типа волн. Наличие волны Био в искусственных средах впервые было экспериментально подтверждено на ультразвуковых частотах (500 кГц) в работе [206], для естественных природных сред с воздушным заполнением она изучалась в работах [172, 203], а для естественных водонасыщенных сред в работе [192]. Важным условием при использовании уравнений М.А.Био является учет диссипации, которая связана с трением на границах между жидкостью и твердым каркасом. У разных типов волн ее влияние проявляется по-разному, но наиболее сильно этот частотно-зависимый эффект наблюдается во флюидонасыщенных породах для продольной волны 2 рода [61]. Таким образом, выделить волну Био в таких породах достаточно сложно. В соответствие с теорией Био-Френкеля распространение волн в пористых влагонасыщенных средах происходит следующим образом: сначала распространяется продольная волна, за фронтом которой происходят объемные деформации с синфазным движением флюида и скелета, далее распространяется поперечная волна, за которой следуют деформации сдвига, последней распространяется и быстро затухает продольная волна 2 рода.

В основе теории Био-Френкеля лежит предположение, что пористо-упругая среда состоит из упругого однородного скелета с сообщающимися между собой порами, которые заполнены вязкой сжимаемой жидкостью. Таким образом, в

отличие от однородных изотропных сред, возмущенное состояние такой среды характеризуется двумя полями осредненных векторов смещений: $U = U(x_k, t)$ - для жесткого пористого каркаса и $u = u(x_k, t)$ для жидкости в поровом пространстве или смещение флюида относительно каркаса $w = \phi(u - U)$, где $\phi = \frac{V_{por}}{V}$ - пористость среды (отношение объема пустот к общему объему среды). При этом внешним проявлением деформаций является поле смещений твердой среды U , которое непосредственно регистрируют приборы и давление флюида p_f , смещение u и w может быть вычислено аналитически [61]. Уравнения М.А.Био имеют структуру, схожую с уравнениями упругой среды, как и в случае однородных изотропных сред (7) из них могут быть исключены напряжения. Кинетическая энергия единицы объема пористо-упругого материала определяется следующим образом [48]:

$$W_k = \frac{1}{2}(1-\phi)\rho_s\left(\frac{dU}{dt}\right)^2 + \frac{1}{2}\int_{\Omega}\rho_f\left(\frac{du}{dt}\right)^2 d\Omega, \quad (11)$$

где Ω - объем жидкости в порах в единице объема пористо-упругой среды; ρ_s, ρ_f - плотности упругого скелета и флюида соответственно.

В случае неоднородной и произвольно-анизотропной среды Био, система уравнений движения относительно компонент векторов смещений U_i и w_i имеет вид [178]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x_i}\left(C_{ij,mk}\frac{\partial U_m}{\partial x_k} - Q_{ij}\delta_{mk}\frac{\partial w_m}{\partial x_k}\right) &= \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho U_i + \rho_f w_i) \\ -\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\delta_{ij}Q_{mk}\frac{\partial U_m}{\partial x_k} - M\delta_{ij}\delta_{mk}\frac{\partial w_m}{\partial x_k}\right) &= \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_f U_i + m_{ij}w_i) + \eta s_{ij}\frac{\partial w_i}{\partial t} \end{aligned} \quad (12)$$

где C, Q, M - упругие параметры пористой насыщенной среды (C - аналог тензора упругости, Q - тензор второго ранга, характеризующий связь между объемными изменениями каркаса и флюида); δ - функция Кронекера; ρ - плотность пористого материала в целом; m - тензор второго ранга, определяемый геометрией порового

пространства (тензором извилистости) и плотностью флюида; η - вязкость флюида; $i, j, m, k = 1, 2, 3$.

Частным случаем теории М.А.Био являются теория Ф.Гассмана [184]. Основной особенностью (ограничением) которой является положение, что каркас и флюид движутся вместе, без проскальзывания. Так как наличие волн Био обусловлено именно этим проскальзыванием, в теории Ф.Гассмана рассматриваются только два типа волн - продольная и поперечная. С учетом этого, частотный диапазон, в пределах которого теория Ф.Гассмана хорошо описывает экспериментальные данные, сверху ограничен величиной, равной ~10% от резонансной частоты Био [95, 107, 149]:

$$f_B \approx 0.1 f_{Biot} = 0.1 \frac{\eta \phi}{2\pi \chi \rho}. \quad (13)$$

где χ - коэффициент проницаемости пород. Для большинства горных пород резонансная частота Био существенно выше 20-30 кГц [95, 107], поэтому теория Ф.Гассмана вполне применима на частотах первых килогерц.

Используемая в модели Ф.Гассмана двухфазная среда помимо обычных параметров k, μ, ρ , характеризующих ее упругие свойства, включает [95, 107, 149]: упругие модули твердой фазы, слагающей скелет k_s, μ_s, ρ_s ; упругие модули флюида k_f, ρ_f ; эффективные упругие модули каркаса ненасыщенной породы k_p, μ_p . Последние зависят как от свойств минерального вещества, так и от других факторов (геометрии порового пространства, характера контактов зерен, эффективного давления и т.д.) и, как правило, не могут быть вычислены явно [173]. Основным допущением, используемым в модели Ф.Гассмана, является предположение о независимости модуля сдвига среды μ от свойств флюида, заполняющего поры. Плотность флюидонасыщенной пористой среды ρ является средневзвешенной величиной между плотностью твердой фазы и плотностью флюида. С учетом этого, в явной форме уравнения Ф.Гассмана для расчета эффективных упругих модулей насыщенного материала представляются в виде [95, 107]:

$$k = k_p + \frac{\left(1 - \frac{k_p}{k_s}\right)^2}{\frac{\phi}{k_f} + \frac{1-\phi}{k_s} - \frac{k_p}{k_s^2}}; \mu = \mu_p; \rho = \rho_s(1-\phi) + \rho_f\phi \quad (14)$$

Данные уравнения позволяют оценить степень влияния упругих параметров флюида, заполняющего поры на свойства породы. В соответствии с моделью Ф.Гассмана, скорость продольных волн будет вычисляться по формуле [95, 107,

149]: $V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$, а скорость поперечных волн: $V_s = \sqrt{\frac{\mu_p}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. Таким образом,

формулы расчета скоростей волн в модели Ф.Гассмана сводятся к стандартным уравнениям скоростей в однородных изотропных твердых средах (9, 10), что существенно упрощает расчеты. Следует только учитывать, что k , μ и ρ определяются в соответствии с формулами (14).

Выводы по главе 1

Причиной возникновения акустической эмиссии являются пластические деформации твердых тел. Основным физическим механизмом, объясняющим особенности излучения акустической эмиссии, является движение в твердом теле дислокаций и их скоплений. В результате дислокационного движения, трещинообразования, а также трения, происходит излучение упругих волн импульсного характера в широком диапазоне масштабов дислокационных источников: от 10^{-9} м (межатомные расстояния) до 10^6 м (размеры сейсмически активных районов).

В настоящее время акустическая эмиссия применяется для широкого круга задач диагностирования: в сейсмологии, промышленности (неразрушающий контроль объектов) и геофизике. В основном используются инфра- и ультразвуковые диапазоны. Звуковому диапазону, особенно выше первых сотен

герц, не уделялось достаточного внимания. Современные результаты исследования акустической эмиссии, полученные в последнее десятилетие, показывают целесообразность и перспективность ее использования в более высокочастотном диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц при исследовании пластических процессов в природных средах, в том числе, для изучения физики предвестников землетрясений. Средой формирования акустической эмиссии в данных исследованиях являются приповерхностные осадочные породы, которые характеризуются малой прочностью и высокой пластичностью. В них акустическая эмиссия возникает даже при слабых деформационных изменениях, соизмеримых по уровню с приливными.

Распространение упругих волн в осадочных породах имеет существенные особенности и отличия от однородных изотропных твердых сред. Модель среды для осадочных пород, из-за ее сложности, в настоящее время до конца не сформирована. Наиболее близкой является модель пористо-упругой, насыщенной жидкостью или газом, среды. Основы данного направления были заложены в работах М.А.Био и Я.И.Френкеля. В основе теории Био-Френкеля лежит предположение, что пористо-упругая среда состоит из упругого однородного скелета с сообщающимися между собой порами, которые заполнены вязкой сжимаемой жидкостью. Таким образом, в отличие от однородных изотропных сред, возмущенное состояние такой среды характеризуется двумя полями осредненных векторов смещений: для жесткого пористого каркаса и для жидкости в поровом пространстве или смещения флюида относительно каркаса. При анализе распространения упругих волн в осадочных породах с частотами, соответствующими первым килогерцам, можно воспользоваться более простой моделью пористо-упругой среды Ф.Гассмана, в которой предполагается, что каркас и флюид движутся вместе, без проскальзывания. Кроме того, при способе регистрации геоакустических сигналов в природных и искусственных водоемах, когда источник колебаний находится в твердой среде, а приемник - в жидкой, можно ограничиваться только продольными волнами, так как поперечные в воде

не распространяются, а поверхностные на границе между жидкостью и донными породами будут сильно затухать.

С учетом вышеуказанного целесообразно провести комплексные исследования акустической эмиссии в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц до первых десятков килогерц в сейсмоактивном регионе, которые ранее не проводились.

Глава 2. Новый подход к регистрации и анализу сигналов геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот

2.1. Методы регистрации геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот и их аппаратно-программная реализация

В настоящее время для регистрации сигналов акустической эмиссии в звуковом диапазоне частот (специалисты-геофизики часто используют термин сейсмоакустическая эмиссия) используются высокочастотные сейсмостанции с магнитоупругими [10] или пьезокерамическими [97, 125] сейсмоакустическими приемниками (геофонами). Верхняя граница рабочего диапазона таких приборов обычно не превышает ста герц и только в некоторых образцах достигает 1 кГц. До последнего времени звуковой диапазон свыше 1 кГц считался малоэффективным по причине сильного затухания упругих колебаний на таких частотах в неоднородных по структуре породах [13]. Результаты исследований эмиссии, проведенные в начале 21 века в сейсмоактивных регионах в нашей стране, на Сахалине [79] и Камчатке [72 – 74], а так же за рубежом в Италии [186, 205], показали, что в звуковом диапазоне свыше 1 кГц регистрируются достаточно мощные геоакустические сигналы, в том числе связанные с подготовкой землетрясений. Этот диапазон целесообразно назвать высокочастотным относительно стандартного диапазона регистрации в сейсмоакустике. Поэтому далее при описании геосигналов, регистрируемых в килогерцовом диапазоне частот, будет использован термин высокочастотная геоакустическая эмиссия.

В исследованиях на Камчатке [72 – 74] было показано, что типичный сигнал геоакустической эмиссии складывается из последовательности релаксационных импульсов различной амплитуды и длительности, с ударным возбуждением и частотой заполнения от сотен герц до десятков килогерц. Частота их следования в спокойные периоды составляет единицы в секунду, а во время аномалий,

предшествующих сейсмическим событиям, достигает десятков и даже сотен в секунду [86].

Для наблюдаемого времени затухания импульсов 0.01 – 0.015 с (подробно сигналы рассмотрены в следующей главе) и скорости продольных колебаний в осадочных породах $V_p \approx 1.8 - 2.5$ км/с [7] пространственный масштаб сигнала, как произведение этих величин, составит 18 – 37 м. Коэффициент ослабления амплитуды в e раз равен при этом 230 – 480 дБ/км, что характерно для осадочных пород [60]. В случае сильного затухания, что соответствует нашему случаю, пространственный масштаб сопоставим с длиной ослабления сигнала, а она в свою очередь, сравнима с расстоянием до источника [36]. Таким образом, в случае сильного затухания, которое имеет место в осадочных породах, по длительности сигнала можно определить расстояние до его источника.

Считая источники сдвиговыми, для оценки их длины можно воспользоваться формулой Дж.Бруна [179] $l = 2.34V_p / 2\pi f$. С учетом основного диапазона, в котором регистрируются сигналы $f = 0.7 - 18$ кГц, имеем $l \approx 0.04 - 1.3$ м. В работе [37] показано, что в экспериментах на образцах формула Дж.Бруна на порядок увеличивает фактический размер источника. Более точный результат дает формула А.Г.Москвиной [99], но она учитывает значения не только продольных, но и поперечных скоростей упругих волн, получить которые для осадочных пород достаточно сложно. В работе [143] сказано, что для хрупких материалов (консолидированных горных пород) источники сантиметровых размеров возбуждают сигналы акустической эмиссии с характерными частотами десятки кГц.

С учетом всего этого, можно считать, что наблюдаемые в экспериментах геоакустические сигналы создаются сдвиговыми источниками длиной единицы – десятки сантиметров, расположенными на расстоянии до первых десятков метров от приемника.

Для исследования таких сигналов необходимо было разработать аппаратно-программный комплекс, позволяющий регистрировать и проводить анализ геоакустической эмиссии в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц

до первых десятков килогерц. При этом кроме непосредственно регистрации данных, необходимо было предусмотреть возможности по их хранению, анализу в разных частотных диапазонах, точной синхронизации времени, а также регистрации и учету метеорологических величин. В связи с перспективой размещения системы регистрации в удаленных труднодоступных районах, для уменьшения влияния техногенных помех, необходимо было реализовать удаленный контроль над оборудованием с организацией канала компьютерной радиосвязи через ретранслятор. На рис. 2.1 представлена структура аппаратно-программного комплекса по регистрации и анализу сигналов геоакустической эмиссии.

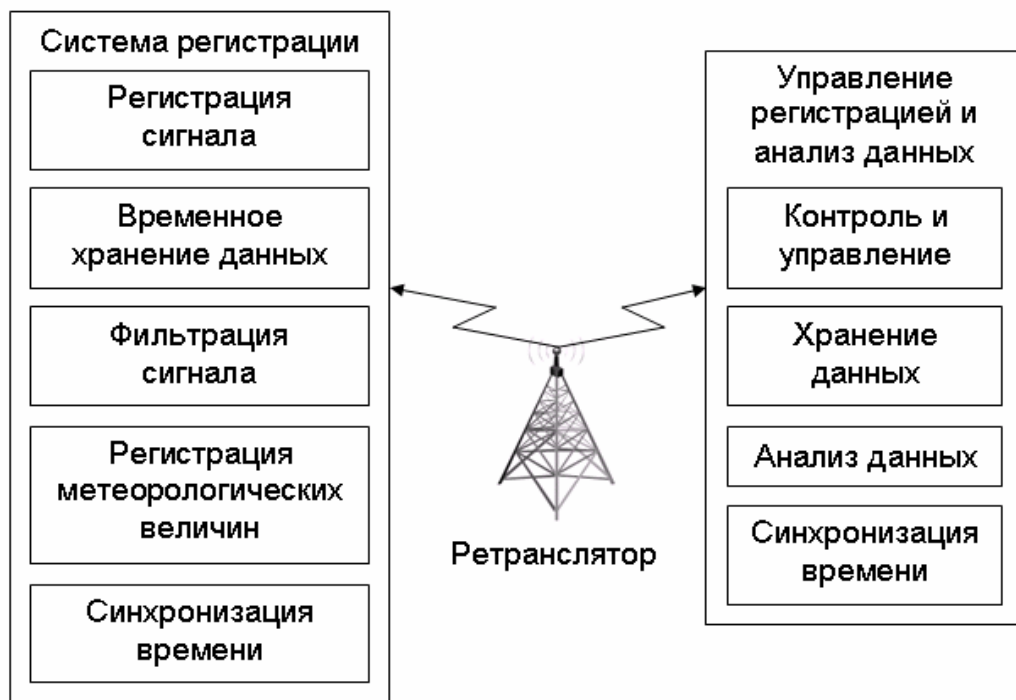


Рис. 2.1. Структура аппаратно-программного комплекса по регистрации и анализу сигналов геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот.

В связи с отсутствием геофонов, способных регистрировать геосигнал во всем диапазоне звуковых частот, с учетом результатов, полученных при регистрации сейсмоакустических сигналов гидроакустическими станциями, установленными на морском шельфе [108, 134], в качестве датчиков геоакустической эмиссии были использованы пьезокерамические гидрофоны, установленные у дна природных и искусственных водоемов. Результаты

экспериментальных исследований распространения сигналов в закрытых внутренних водоемах [72 – 74] и на морском шельфе [39, 124] показывают, что на небольших расстояниях искажение формы импульсов при распространении в волноводе, состоящем из водного слоя и приповерхностного слоя грунта, не существенно. Таким образом, изучение геоакустических сигналов гидрофонами, установленными в воде у дна водоемов вполне допустимо. Следует отметить, что в жидкости отсутствуют поперечные колебания. Это можно использовать для селекции поляризации звуковых волн, распространяющихся в твердых средах.

На рис. 2.2 показана примерная схема акустического эксперимента. Генерация эмиссии происходит в приповерхностных осадочных породах, а регистрация сигнала осуществляется в жидкой среде у дна водоема. На границе раздела двух сред возникает рефракция. Коэффициент преломления при переходе продольных колебаний из осадочных пород в воду составляет, примерно, 1.2 – 1.7. С учетом небольших расстояний распространения сигналов эффектами рефракции можно пренебречь.

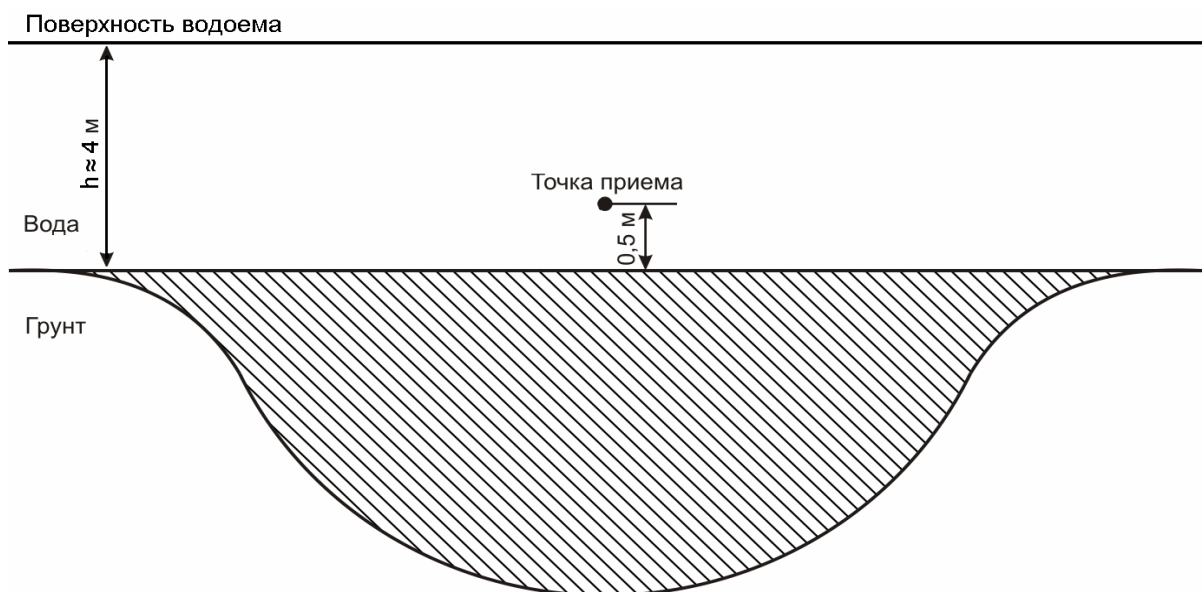


Рис. 2.2. Схема наблюдения геоакустической эмиссии. Приведено вертикальное сечение через точку установки приемника. Штриховкой отмечена область, из которой может осуществляться прием сигнала.

При исследовании геоакустической эмиссии можно использовать пьезокерамические гидрофоны с чувствительностью (включая предварительное усиление) порядка десятков или сотен мВ/Па. В работе [73] использовалась

система из четырех разнонаправленных пьезокерамических преобразователей примерно с такой чувствительностью. Применения других приемников, например, ненаправленных гидрофонов Г61 производства ЗАО «Геоакустика» при ФГУП ВНИИФТРИ или 1П2М производства ОАО Концерн "Океанприбор", а также комбинированного приемника (КП) производства ЗАО «Геоакустика», показали аналогичные результаты [46, 75].

Для сравнения на рис. 2.3 приведены фрагменты синхронной записи геоакустических сигналов на выходе трех различных приемников, установленных на дне озера «Микижа» (Камчатка) в марте 2005 г. [75].

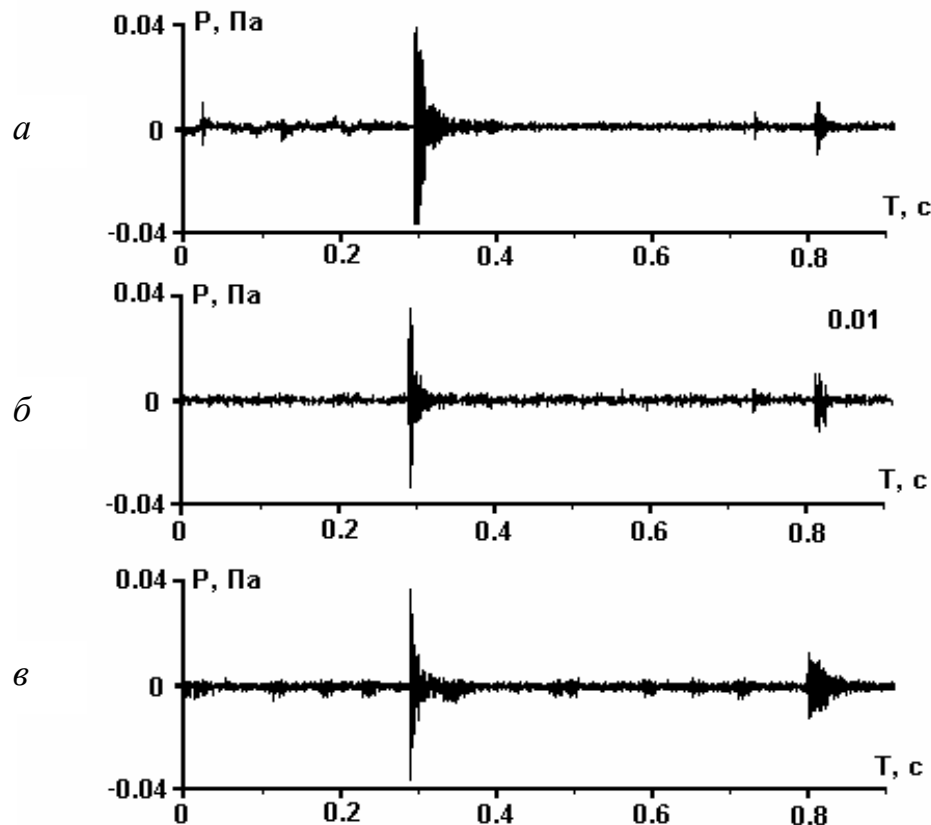


Рис. 2.3. Пример синхронной записи геоакустического сигнала тремя различными приемными системами: система разнонаправленных гидрофонов ИКИР ДВО РАН, датчик, ориентированный на восток (*а*); комбинированный приемник, векторный канал восток-запад (*б*); автономная акустическая станция «Шельф-03» ТОИ ДВО РАН, изготовленная на базе гидрофона Г61 (*в*).

Можно отметить хорошее совпадение формы всех сигналов, из чего следует, что основным критерием при выборе приемника служит его достаточно

высокая чувствительность в звуковом диапазоне, а конструкция преобразователя определяется характером задачи исследования.

На рис. 2.4 приведены фотографии пьезокерамических приемников, которые использовались для наблюдений геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот. Системы (а) и (з) позволяют исследовать угловое распределение эмиссии в точке наблюдения, а с помощью сферических гидрофонов (б) и (в) можно создавать системы разнесенных приемников для определения различных характеристик источников геоакустической эмиссии, например, их координат и значений компонент тензора дислокационного момента [3, 204].

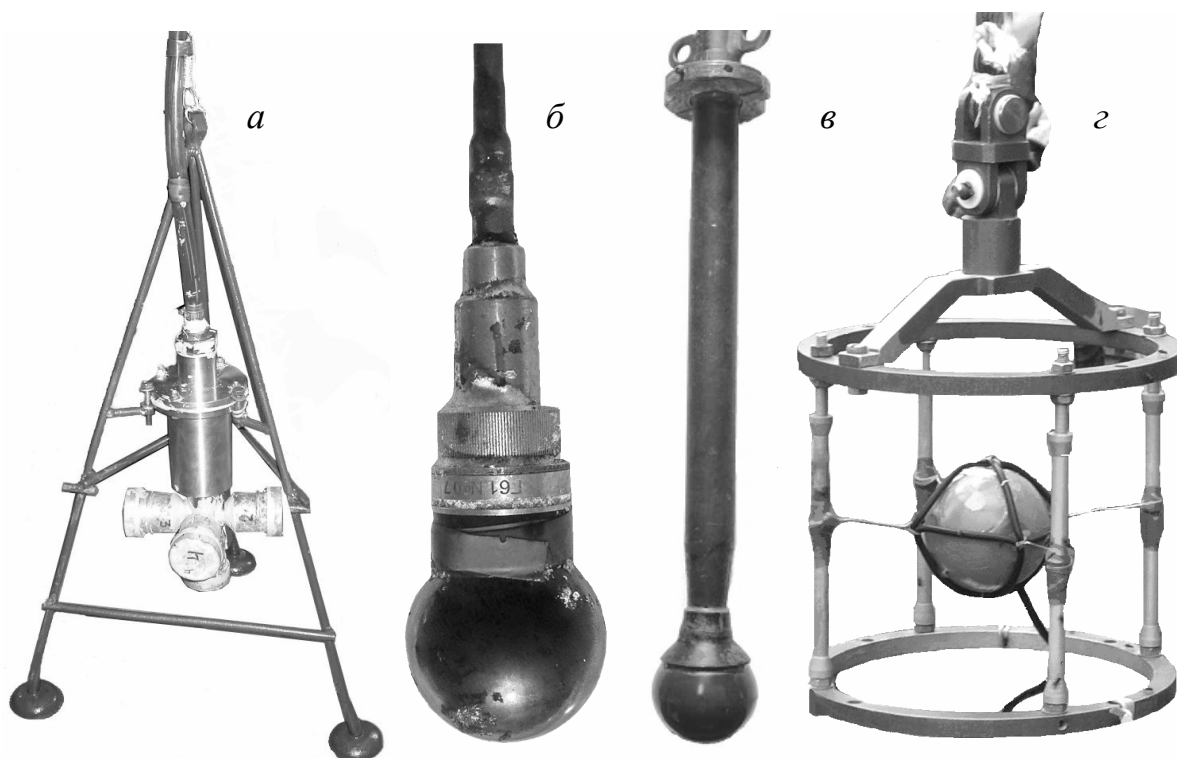


Рис. 2.4. Пьезокерамические акустические приемники: система разнонаправленных гидрофонов (а), сферические гидрофоны Г61 (б) и 1П2М (в), комбинированный векторный приемник (г).

Следует отметить, что работа с системой разнесенных приемников в случае регистрации сигналов геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот сопряжена с определенными трудностями, которые обусловлены большим потоком импульсов и искажением их формы в результате рассеяния волн на неоднородностях среды, что не позволяет идентифицировать импульс от одного

источника на разных приемниках. Когда возникает акустическая аномалия (всплеск интенсивности эмиссии), то поток импульсов вообще сливается в непрерывный сигнал. В связи с этим ограничиваются исследованием углового распределения эмиссии и вариаций ее интенсивности. Как будет указано в последующих главах, этого достаточно для определения направления главной оси сжатия пород и решения задач локации источников повышенных напряжений.

Рассмотрим характеристики основных типов гидроакустических приемников, которые могут использоваться в системе наблюдений.

Система направленных гидрофонов, изготовленная в ИКИР ДВО РАН (рис. 2.4а), состоит из 4 пьезокерамических приемников давления, ориентированных по сторонам света. Возможна ориентация одного из гидрофонов вертикально вниз. Конструктивно каждый приемник выполнен в металлическом корпусе (рис. 2.5).

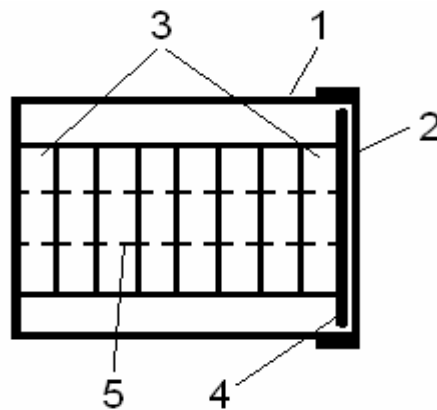


Рис. 2.5. Конструктивная схема гидрофона: 1 – корпус, 2 – металлическая крышка, 3 – пьезокерамические кольца, 4 – мембрана, 5 – стержень.

В качестве приемного элемента используются набор из нанизанных на стержень 8 колец с габаритными размерами $22 \times 10 \times 4.8$ изготовленных из пьезокерамики ЦТБС-3. С тыльной стороны стержень жестко закреплен на корпус, со стороны фронта установлена мембрана, передающая акустическое давление на пьезоэлементы. На рис. 2.6 приведен график спектральной чувствительности гидрофона вместе с предусилителем.

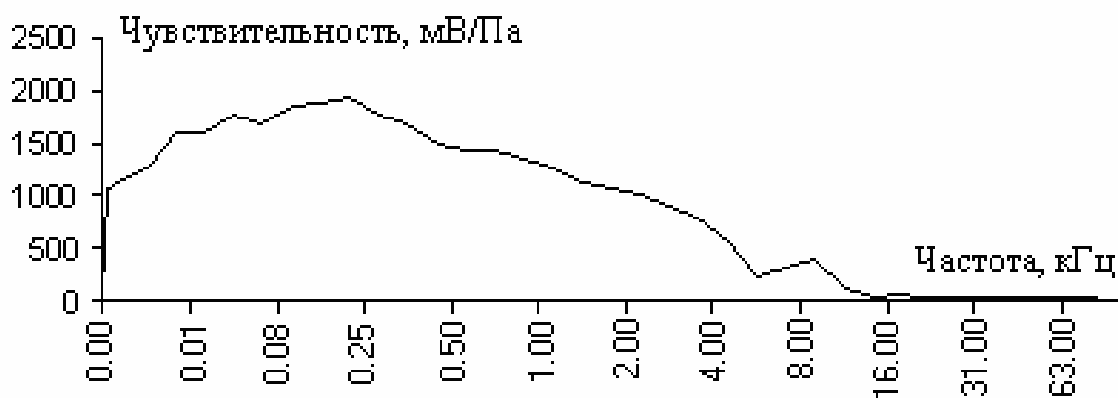


Рис. 2.6. Спектральная чувствительность гидрофона.

Гидрофон Г61 (рис. 2.4б) изготовлен на базе сферического преобразователя акустического давления со встроенным предварительным усилителем. Чувствительность гидрофона в частотном диапазоне от 1 Гц до 15 кГц составляет 50 мВ/Па. Обычно эти гидрофоны применяются в гидроакустических приемных системах. В частности в автономной акустической станции «Шельф-03», разработанной в ТОИ ДВО РАН для мониторинга акустических сигналов и шумов океана, в качестве первичного преобразователя акустического давления применяются 3 калиброванных гидрофона Г61.

Гидрофон 1П2М (рис. 2.4в) также изготовлен на базе сферического преобразователя акустического давления и широко применяется для измерения параметров гидроакустических приборов и полей на небольших глубинах. Спектральная чувствительность гидрофона приведена на рис. 2.7.

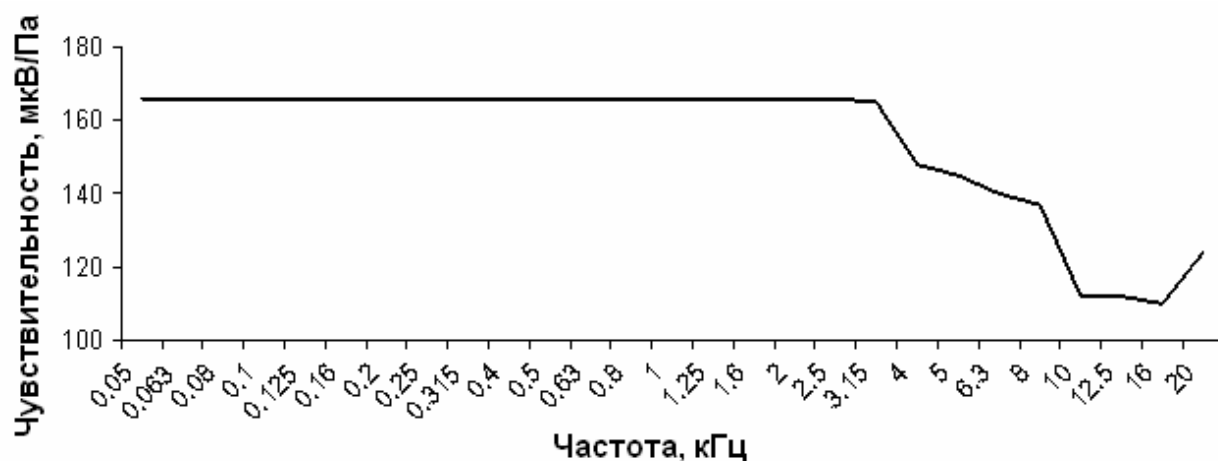


Рис. 2.7. Спектральная чувствительность гидрофона.

Как видно из этого графика чувствительность гидрофона составляет сотни мкВ/Па. Поэтому для задач исследования геоакустической эмиссии его использование возможно только с предварительным усилителем с большим коэффициентом усиления.

Комбинированный приемник (КП) (рис. 2.4з) объединяет в себе сферический преобразователь акустического давления и трехкомпонентный приемник градиента давления соколеблющегося типа. В КП выходной сигнал формируется за счет колебания приемника как единого целого на гибких связях (растяжках) под действием градиента давления звуковой волны [45, 47]. Конструктивная схема приемника показана на рис. 2.8. Главным преимуществом приемников такого типа является возможность определения направления на источник сигнала.

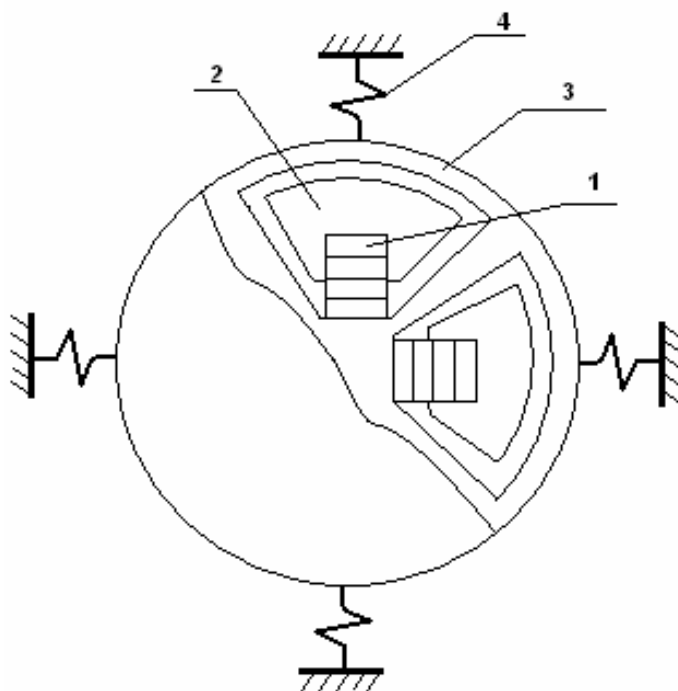


Рис. 2.8. Конструктивная схема КП: 1 – активный стержень, 2 – инерционная масса, 3 – пьезокерамический преобразователь давления, 4 – гибкие крепления.

Рабочий частотный диапазон КП от 10 до 11000 Гц, спектральная чувствительность вместе с предусилителями канала градиента давления приведена на рис. 2.9, а канала давления - на рис. 2.10.

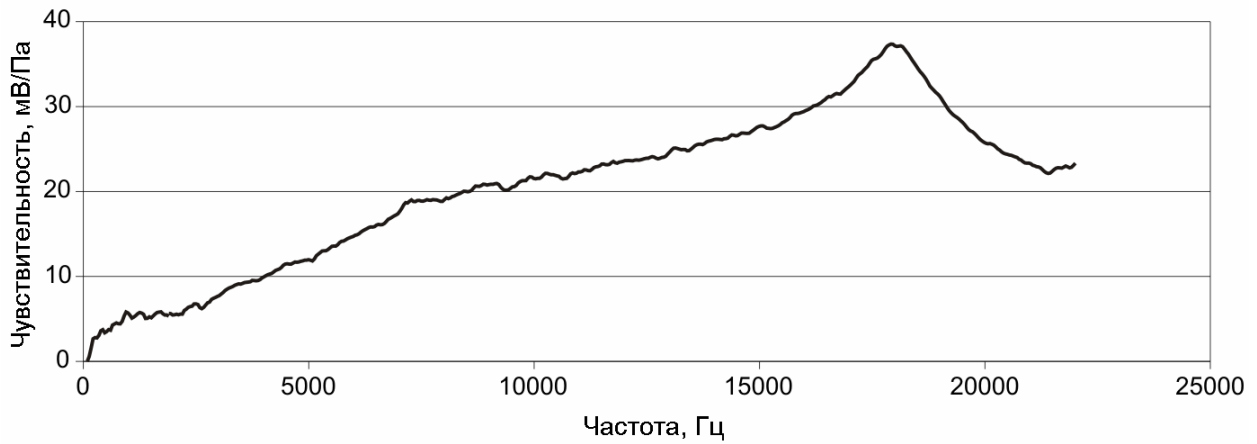


Рис. 2.9. Спектральная чувствительность канала градиента давления КП.

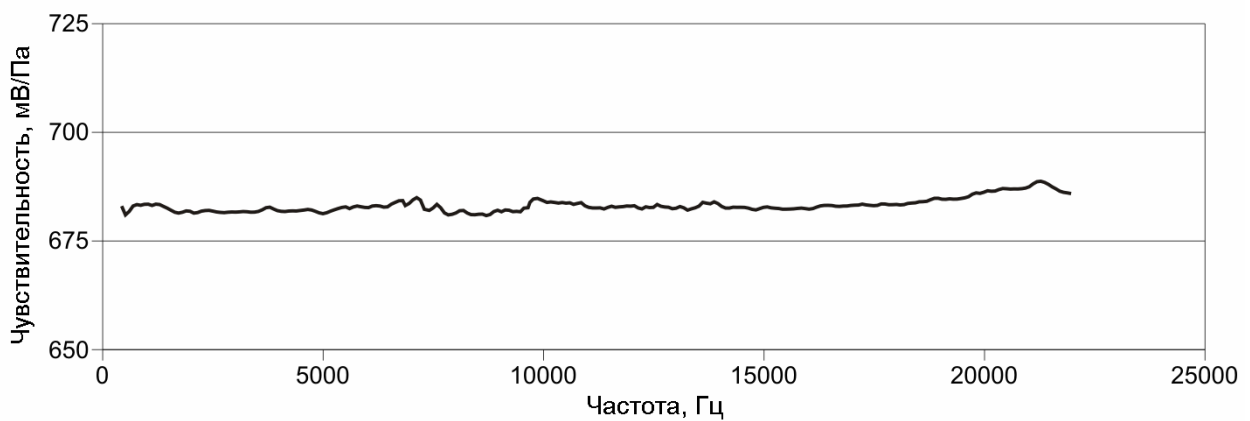


Рис. 2.10. Спектральная чувствительность канала давления КП.

Регистрация и первичный анализ сигналов геоакустической эмиссии выполняется по одной из двух схем: регистрируется оригинальный сигнал (рис. 2.3), или результат его преобразования через полосовые фильтры.

В обоих случаях получается очень большой поток информации, возникают проблемы ее хранения. Чтобы его уменьшить, в первом случае выделяются импульсы, и записываются только их параметры, а во втором случае регистрируется только огибающие спектральных компонент. Результаты этого экспресс анализа отображаются на мониторах, а при возникновении особенностей в сигналах рассматривается полная информация, сохраняемая в течение месяца, и находятся спектр мощности и динамический спектр. С 2011 г. реализован новый подход для частотно-временного анализа, в основу которого положен метод разреженной аппроксимации временных рядов. Его использование позволяет

раскрыть импульсную структуру сигнала, сложившуюся в результате формирования разрыва [94].

Чтобы выявить причину возникновения аномалий в акустических сигналах анализируются их корреляции с измерениями деформаций и метеопараметров, а также с сейсмическими данными.

Структурная схема предварительной обработки и регистрации сигналов представлена на рис. 2.11 [85]. Сигналы с выходов 4-х разнонаправленных гидрофонов (система позволяет использовать их любое количество) усиливаются, оцифровываются с частотой дискретизации не менее 20 кГц и записываются на "жесткий диск" персонального компьютера. В качестве устройства для оцифровки могут использоваться АЦП или звуковые карты. По ряду параметров современные звуковые карты превосходят АЦП средней ценовой категории:

- цена качественной звуковой карты на порядок ниже цены среднего АЦП;
- частота дискретизации звуковых карт выше частоты дискретизации АЦП, современные звуковые карты позволяют использовать частоту дискретизации 96 кГц и выше;
- как правило, разрядность звуковой карты равна 16 или 24 бит, АЦП - 14–16 бит;
- взаимозаменяемость - все звуковые карты имеют стандартный физический интерфейс и могут быть быстро и без ущерба заменены аналогами от других производителей;
- стандартизация программного интерфейса обеспечивается драйвером звуковой карты и гарантируется операционной системой, это позволяет менять техническое оснащение без изменения программного продукта;
- формат звуковых карт Wave является общепринятым форматом звуковых данных. Существует огромное количество программных продуктов для профессионалов, работающих со звуком, которые позволяют производить анализ данных с применением различных численных и спектральных методов.

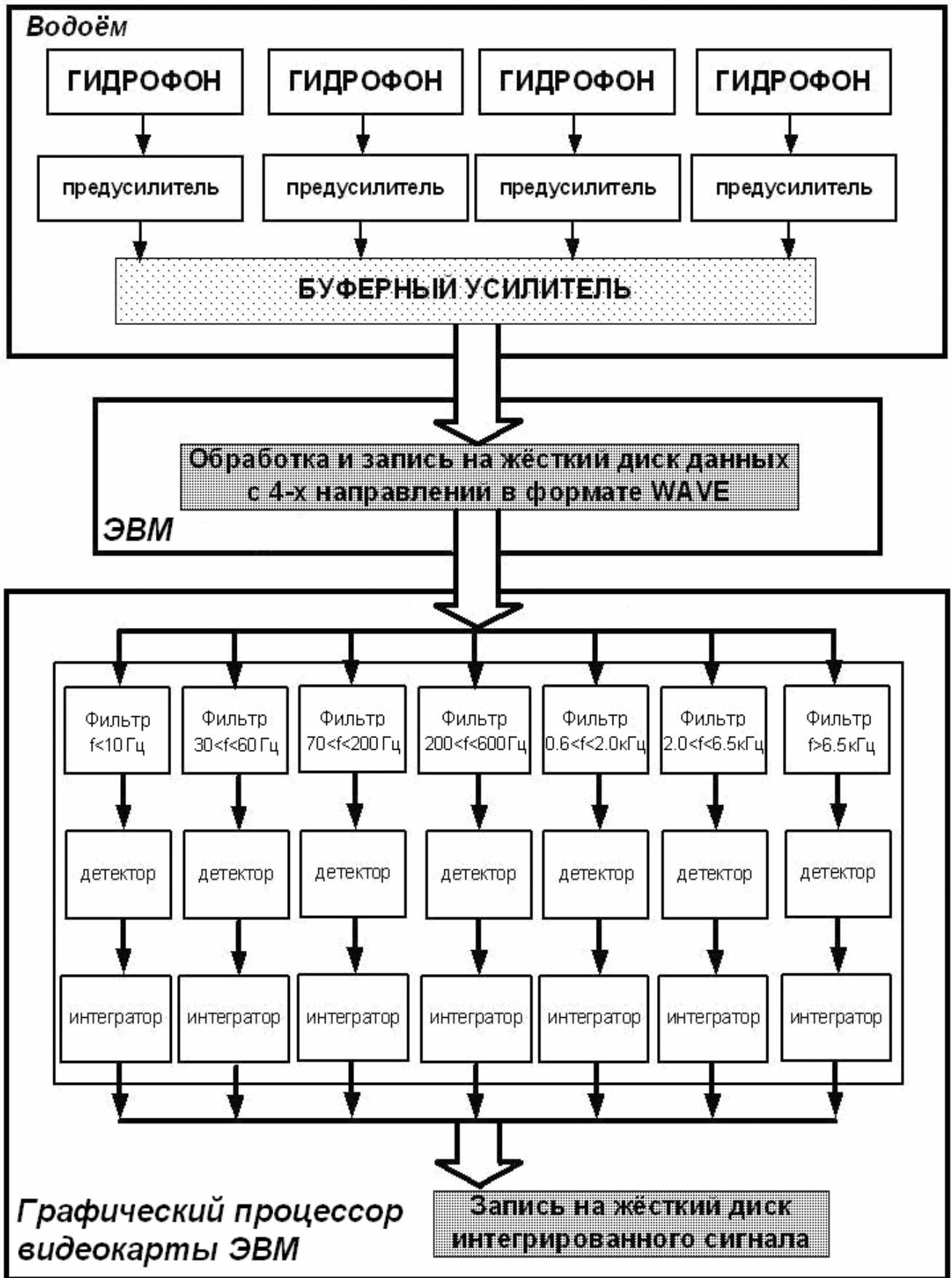


Рис. 2.11. Структурная схема системы регистрации сигналов

Недостатком звуковых карт является ограничение числа каналов записи, их - как правило, два и, как следствие этого, необходимость использования нескольких звуковых карт с организацией синхронизации между ними. Некоторые производители обеспечивают такую синхронизацию на аппаратном уровне, например компания Terratec в линейке звуковых карт Phase. Вторым возможным решением является применение многоканальных профессиональных звуковых карт, правда их ценовая категория уже существенно выше. С учетом вышесказанного, использование звуковых карт предпочтительнее АЦП, что конечно не исключает возможность применения последних. На рис. 2.12 показаны внешние звуковые карты: 2-х канальная Terratec Producer Phase 26 (а) и 8-ми канальная M-Audio Fast Track Ultra 8R (б).



а



б

Рис. 2.12. Примеры звуковых карт: двухканальная (а), восьмиканальная (б).

Размеры современных "жестких дисков" позволяют с учетом 4-х каналов записи и частоты дискретизации 48 кГц накапливать порядка месяца оригинальных данных, что вполне достаточно для их детального анализа в лаборатории.

Одновременно с записью сигналов в звуковом диапазоне частот реализована система фильтрации, накопления и визуализации сигнала в семи частотных поддиапазонах: менее 10, 30 – 60, 70 – 200, 200 – 600, 600 – 2000, 2000 – 6500, более 6500 Гц (рис 1.11). В связи с высокой нагрузкой центрального процессора при расчете цифровых фильтров в реальном времени эта подсистема

первоначально была реализована на второй ЭВМ. Поскольку вычислительные операции при реализации цифровых фильтров легко распараллелить, в настоящее время задача фильтрации реализована на графическом процессоре видеокарты. Используется технология CUDA для параллельных вычислений. Для расчетов выбрана видеокарта средней ценовой категории модели GeForce GTX 760 включающая 1152 ядра с общей производительностью 2258 Gflops. Использование этой технологии позволило получить выигрыш в 8 раз по сравнению с расчетами цифровых фильтров на второй ЭВМ. Сигналы на выходе каждого из семи частотных поддиапазонов детектируются (рассчитывается абсолютное значение) и накапливаются за 4 секунды, таким образом, раз в 4 секунды по каждому из 4-х пространственных каналов рассчитываются 7 отсчетов. В настоящее время интервал накопления уменьшен до 1 с. Понятно, что объем занимаемого места на "жестком диске" в данном случае многократно меньше записи широкополосного сигнала. Суточные данные составляют около 10 Мб (40 Мб при накоплении на 1 с), что позволяет их беспрепятственно накапливать на сменных носителях, таких как DVD или Blu-ray диски. Измеряемой величиной является накопленное за 4 секунды в 7-ми частотных диапазонах акустическое давление. К сожалению, полностью восстановить всю информацию по этим данным невозможно, в них содержится только изменения огибающей сигнала во времени, по которой можно судить о наличии или отсутствии аномалий в соответствующих частотных поддиапазонах. На рис. 2.13 показано главное окно программы, осуществляющей фильтрацию и накопление данных. В качестве примера выбраны сутки 23 августа 2006 года с аномалией геоакустической эмиссии в килогерцовых диапазонах частот перед землетрясением с локальной магнитудой $M=6.1$, произошедшим 24.08.2006 в 21:50 UT на эпицентральной расстоянии 220 км от станции «Микижа». Координаты гипоцентра землетрясения 51.01°N , 158.01°E , глубина 40 км (здесь и далее по тексту оперативные данные по землетрясениям Камчатского филиала ГС РАН).

Как видно на рис. 2.13, интерфейс разработанной программы осуществляет отображение результатов обработки за текущие сутки по каждому частотному поддиапазону (верхние 7 графиков). Кроме этого в нижнем окне выводятся графики всех пространственных каналов для выбранного частотного поддиапазона, что облегчает их визуальное сравнение.

Для автоматизированного анализа аномалий и выработки заключения об их природе реализована нейронная сеть, построенная на многомерных картах Кохонена. В любом случае следует отметить, что окончательный детальный анализ сигналов эмиссии в лаборатории возможен только по широкополосным оригинальным данным, накапливаемым на ЭВМ 1.

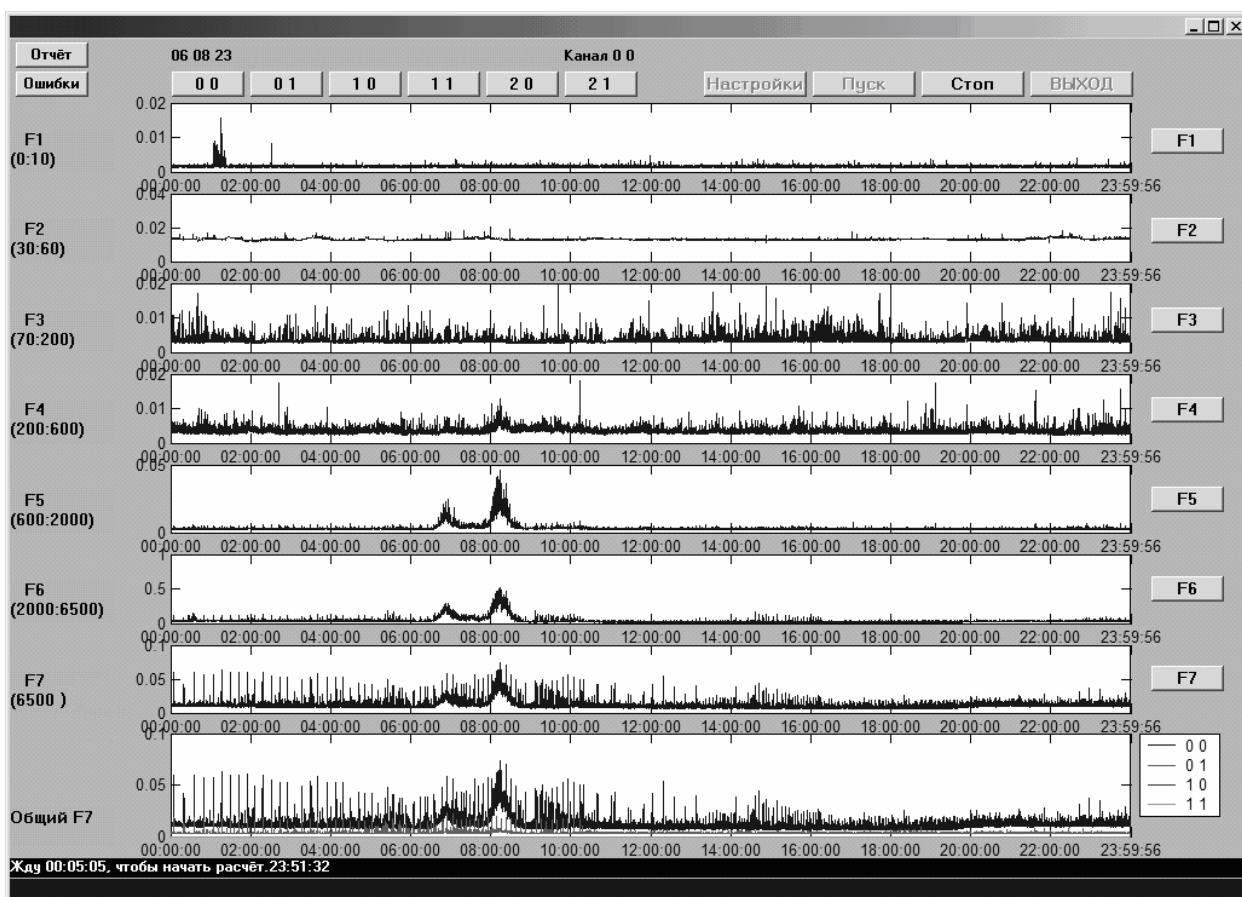


Рис. 2.13. Главное окно программы после обработки суточных данных

На Камчатке такие системы регистрации геоакустической эмиссии установлены в водоемах трех пунктов комплексных геофизических наблюдений ИКИР ДВО РАН: на базовой обсерватории «Паратунка» с 2008 г. и удаленных от

нее на 20 км и 4 км, соответственно, станциях «Карымшина» с 1999 г. и «Микижа» с 2001 г (рис.2.14).

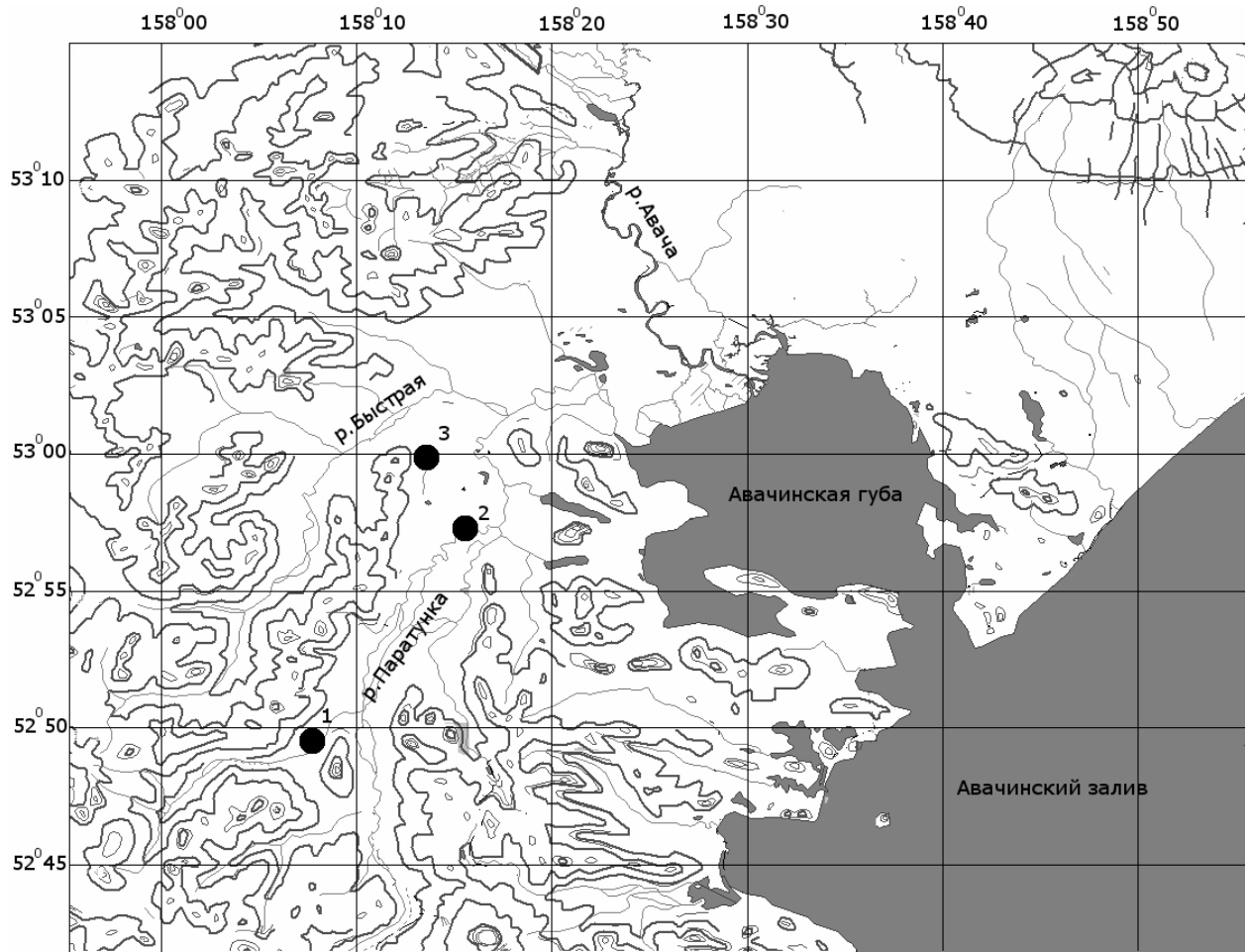


Рис. 2.14. Карта района исследований. Месторасположение станций наблюдения указано точками: 1 - «Карымшина», 2 - «Паратунка», 3 - «Микижа».

На станции «Микижа» на дне озера с одноименным названием на глубине 4 м установлены два акустических комплекса: на базе системы разнонаправленных гидрофонов ИКИР ДВО РАН (рис. 2.4а) и комбинированного приемника производства ЗАО «Геоакустика» (рис. 2.4б). Обсерватория «Паратунка» и станция «Карымшина» оборудованы системами разнонаправленных гидрофонов ИКИР ДВО РАН, установленными в закрытых сверху искусственных водоемах размерностью $1 \times 1 \times 1$ м³, что существенно ослабляет влияние плохих метеоусловий на регистрацию эмиссии.

Для исследования локальных деформаций и их связи с геоакустическими сигналами на станции «Карымшина» был установлен лазерный деформограф-

интерферометр. Одновременно на всех станциях с дискретностью 1 раз в минуту регистрируются метеорологические величины: атмосферное давление, температура воздуха, его относительная влажность, скорость ветра и интенсивность осадков. Все станции охвачены системой компьютерной связи по радиомодемам и синхронизации времени с использованием GPS приемников. Действует система автоматического сбора данных за каждые сутки и визуализации образов компьютерных экранов станций каждые 10 минут на сервере Института.

2.2. Методы исследования пространственной структуры геоакустической эмиссии и их аппаратно-программная реализация

Для исследования пространственной структуры геоакустической эмиссии необходимо было разработать систему регистрации, позволяющую принимать и определять направление прихода геосигналов, представляющих собой поток импульсов с частотой до сотен в секунду, распространяющихся в водной среде. В жидкости акустическое поле имеет более простой вид по сравнению с твердой средой, так как отсутствует упругость формы. Поэтому при рассмотрении волнового движения в жидкости принято вместо напряжения σ и смещения U (6), (7) использовать изменения давления P или плотности ρ и скорость колебательного движения v . При этом колебания представляют собой смещения частиц среды относительно положения их устойчивого равновесия. Уравнение движения в жидкости в проекциях на оси координат определяется по формулам [146]:

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad \frac{\partial v_y}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad \frac{\partial v_z}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (15)$$

а в векторной форме:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } P. \quad (16)$$

Для определения пространственно-временного распределения вектора колебательной скорости частиц среды в волне вводится понятие потенциала скорости $\Phi(x, y, z, t)$. Связь между колебательной скоростью и потенциалом достаточно простая. $v = -\text{grad } \Phi$. Соответственно линейными скоростями колеблющихся частиц по соответствующим направлениям будут частные производные от потенциала скорости по их координатам: $v_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x}$, $v_y = \frac{\partial \Phi}{\partial y}$ и $v_z = \frac{\partial \Phi}{\partial z}$. Подставляя значение колебательной скорости через потенциал в уравнение (16):

$$\frac{\partial}{\partial t} \text{grad } \Phi = \frac{1}{\rho} \text{grad } P \quad (17)$$

и после дальнейших преобразований получим формулу для оценки акустического давления через потенциал колебательной скорости [146]:

$$P = \rho \frac{\partial \Phi}{\partial t}. \quad (18)$$

Скорость распространения акустических волн определяется по формуле [146]:

$$c = \sqrt{\frac{\partial P}{\partial \rho}}. \quad (19)$$

Таким образом, с учетом выражений (15) - (18) можно сделать вывод, что давление и колебательная скорость однозначно связаны друг с другом. Следует отметить, что направление движения волны может дать векторная величина, т.е. в данном случае только колебательная скорость, так как давление величина

скалярная. К сожалению, на практике значительно проще измерить давление, чем колебательную скорость. Поэтому часто для восстановления вектора v производится измерение акустического давления P в пространственной области при помощи протяженной приемной системы (антенной решетки) в соответствии с формулами (15), (16).

Задачу определения направления прихода волны можно решить с применением векторно-фазовых методов, концепция которых опирается на основное правило гидродинамики: для полного описания волнового движения в среде необходимы одна векторная характеристика поля и две скалярные [45]. В качестве векторной величины могут быть использованы три взаимно ортогональные проекции колебательной скорости, а в качестве скалярных величин - акустическое давление и плотность. Таким образом, в точке приема сигнала одновременно должны регистрироваться давление и колебательная скорость с учетом фазовых соотношений между ними. Скорость распространения акустических сигналов должна быть известна, как минимум в окрестности этой точки. Рассмотрим данный подход на простом примере [45]. Пусть в окрестности точки M_0 в некоторой области S измеряется звуковое давление $P(M) = P(x, y, z)$. Разложим функцию P в ряд Тейлора:

$$P(x, y, z) = P(x_0, y_0, z_0) + \left[\frac{\partial P(M_0)}{\partial x} (x - x_0) + \frac{\partial P(M_0)}{\partial y} (y - y_0) + \frac{\partial P(M_0)}{\partial z} (z - z_0) \right] + \dots$$

Первый член суммы является звуковым давлением в точке M_0 и является нулевым приближением функции $P(M)$. Второй член, соответственно, является первым приближением и т.д. Таким образом, измеряя звуковое давление и его пространственные производные можно восстановить функцию $P(M)$ в области S . В случае плоской звуковой волны, для определения направления на источник требуется измерение только первого и второго члена ряда.

В рамках векторно-фазового подхода существует несколько методов определения направления на источник сигнала, самыми распространенными из которых являются амплитудный и разностно-фазовый [45]. При амплитудном

методе рассматривается однородная безграничная среда и дальнейшее поле детерминированного источника. Колебания частиц среды происходит в направлении распространения акустической волны. При таких допущениях полярный угол ϑ и азимут α направления на источник можно определить по соотношению амплитуд компонентов сигнала P, v_x, v_y, v_z :

$$\operatorname{tg} \vartheta = \pm \sqrt{\frac{v_x^2 + v_y^2}{v_z^2}}, \operatorname{tg} \alpha = \frac{v_y}{v_x}. \quad (20)$$

Вследствие симметрии характеристик направленности векторных каналов возникает неоднозначность определения направления, которая устраняется применением канала давления. Используется простое правило оценки соотношения фаз в соответствующих каналах давления и колебательной скорости (градиента давления в некоторых конструкциях векторных приемников), схематично показанное на рис. 2.15 [45].

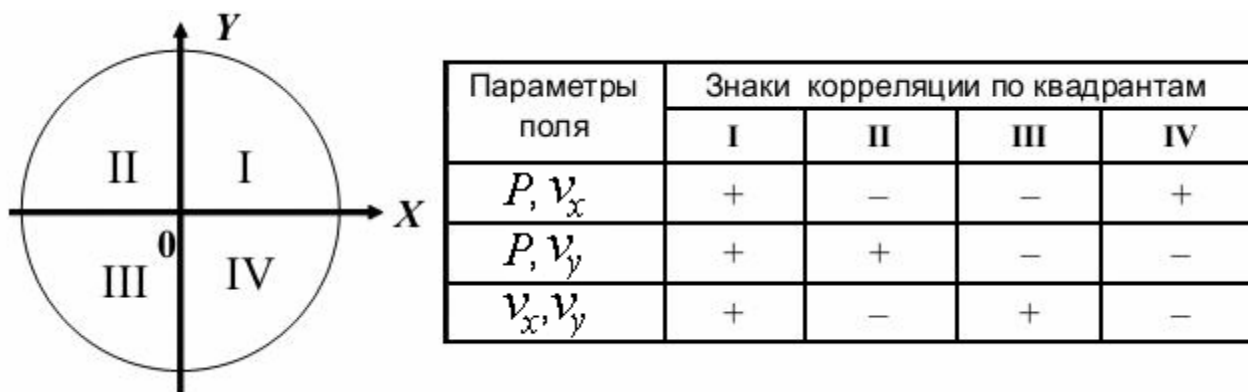


Рис. 2.15. Схема, поясняющая принцип устранения неоднозначности в направлении прихода сигнала для горизонтальной плоскости.

Кроме соотношения амплитуд компонентов вектора колебательной скорости, для определения направления можно воспользоваться соотношением потоков акустической мощности:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{W_y}{W_x}, \quad (21)$$

где W_y, W_x - проекции вектора потока акустической мощности на соответствующие координатные оси, $W = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} P(t)v(t)dt = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} I(t)dt$, $I(t)$ - вектор

Умова-Пойтинга. В этом случае неоднозначность определения угла не возникает, так как знак потока акустической мощности формируется с учетом истинного направления на источник сигнала.

В случае разностно-фазового метода одна из проекций колебательной скорости сдвигается на 90° , а далее суммируется с другой ортогональной проекцией. В этом случае разность фаз между акустическим давлением и сформированным сигналом соответствует пеленгу на источник. Рассмотрим реализацию данного метода в случае гармонической волны в комплексном представлении. В дальнем поле источника, с углом отклонения φ от оси X в горизонтальной плоскости получим следующие выражения [45]:

$$P = P_0 \exp j(\omega t - kr), v_x = P_0 \cos \varphi \exp j(\omega t - kr), v_y = P_0 \sin \varphi \exp j(\omega t - kr).$$

Сдвиг фазы сигнала v_y на величину $\pi/2$ эквивалентен умножению его на мнимую единицу j ($j = \sqrt{-1}$). Тогда суммарный сигнал можно представить следующим образом:

$$\begin{aligned} v &= v_x + jv_y = P_0 \cos \varphi \exp j(\omega t - kr) + jP_0 \sin \varphi \exp j(\omega t - kr) = \\ &= P_0 \exp j(\omega t - kr)(\cos \varphi + j \sin \varphi) = P_0 \exp j(\omega t - kr + \varphi). \end{aligned}$$

Сравнивая результат можно заметить, что он представляет поле давления со сдвигом по фазе на угол φ . Таким разность фаз между давлением P и суммарным сигналом v соответствует направлению на источник в горизонтальной плоскости. Следует отметить, что данный метод в первую очередь удобен для пеленгования широкополосных сигналов. Его применение для коротких импульсов с широкополосным частотным заполнением ограничено возможностью технической реализации фазовращателя сигнала для одной из ортогональных проекций.

Использование антенных систем на базе разнесенных гидрофонов для регистрации сигналов геоакустической эмиссии представляет определенные сложности, обусловленные большим потоком импульсов и искажением их формы в результате рассеяния волн на неоднородностях среды, что не позволяет идентифицировать импульс от одного источника на разных приемниках антенной решетки. Поэтому исследование направленности геоакустического излучения проводится с использованием реализующего векторно-фазовые методы комбинированного приемника (КП), рис. 2.4г и рис. 2.8–2.10, установленного у дна озера Микижа [44, 47]. Этот приемник позволяет одновременно измерять акустическое давление $P(t)$ и три взаимно ортогональных компоненты градиента давления $\nabla P_x(t)$, $\nabla P_y(t)$, $\nabla P_z(t)$, являющихся проекциями вектора градиента давления на соответствующие координатные оси. При обработке этих четырех сигналов можно найти векторы колебательной скорости, смещения и плотности мощности акустического излучения [45]. В случае импульсных сигналов, при существенном превышении амплитуды над уровнем шумов, что соответствует случаю исследования геоакустической эмиссии в водоемах, для определения направления прихода акустической волны удобно воспользоваться амплитудным методом.

На рис. 2.16 приведен пример проекции геоакустического импульса на плоскость компонентов ∇P_x , ∇P_y градиента давления в горизонтальной плоскости.

Как видно из рис. 2.16, точки сигнала группируются в области, ограниченной эллипсом. Направление прихода волны соответствует положению главной оси эллипса. Неоднозначность направления устраняется применением канала давления (рис. 2.15).

Примеры сигналов с разным уровнем шумов приведены на рис. 2.17. В первом случае (рис. 2.17а) уровень шумов минимален, поэтому направление легко определяется, а во втором (рис. 2.17б) присутствуют повышенные изотропные шумы, что искажает истинное направление прихода волны.

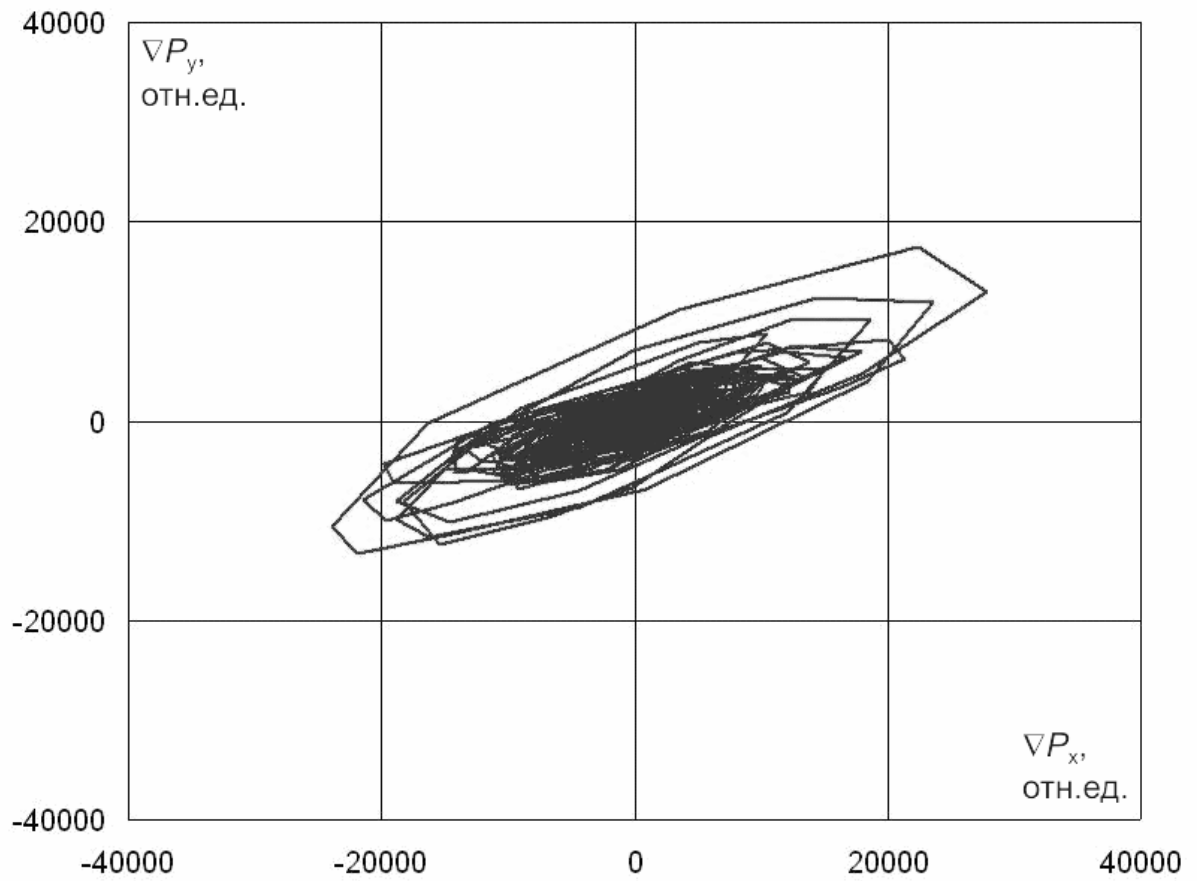


Рис. 2.16. Проекция импульса на плоскость компонентов ∇P_x , ∇P_y градиента давления.

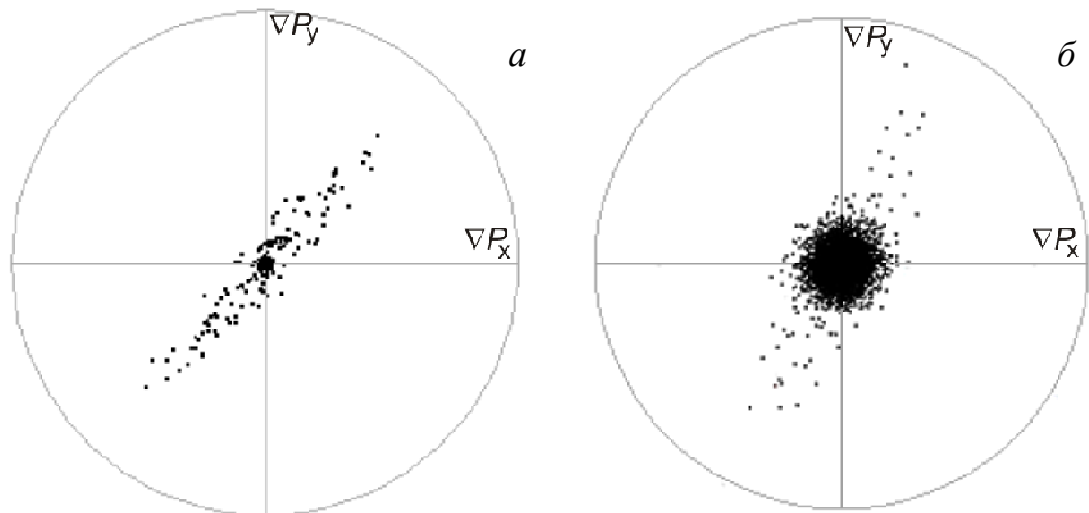


Рис. 2. 17. Примеры сигналов с разным уровнем шумов.

Изменение характера колебаний в зависимости от времени показано на рис. 2.18.

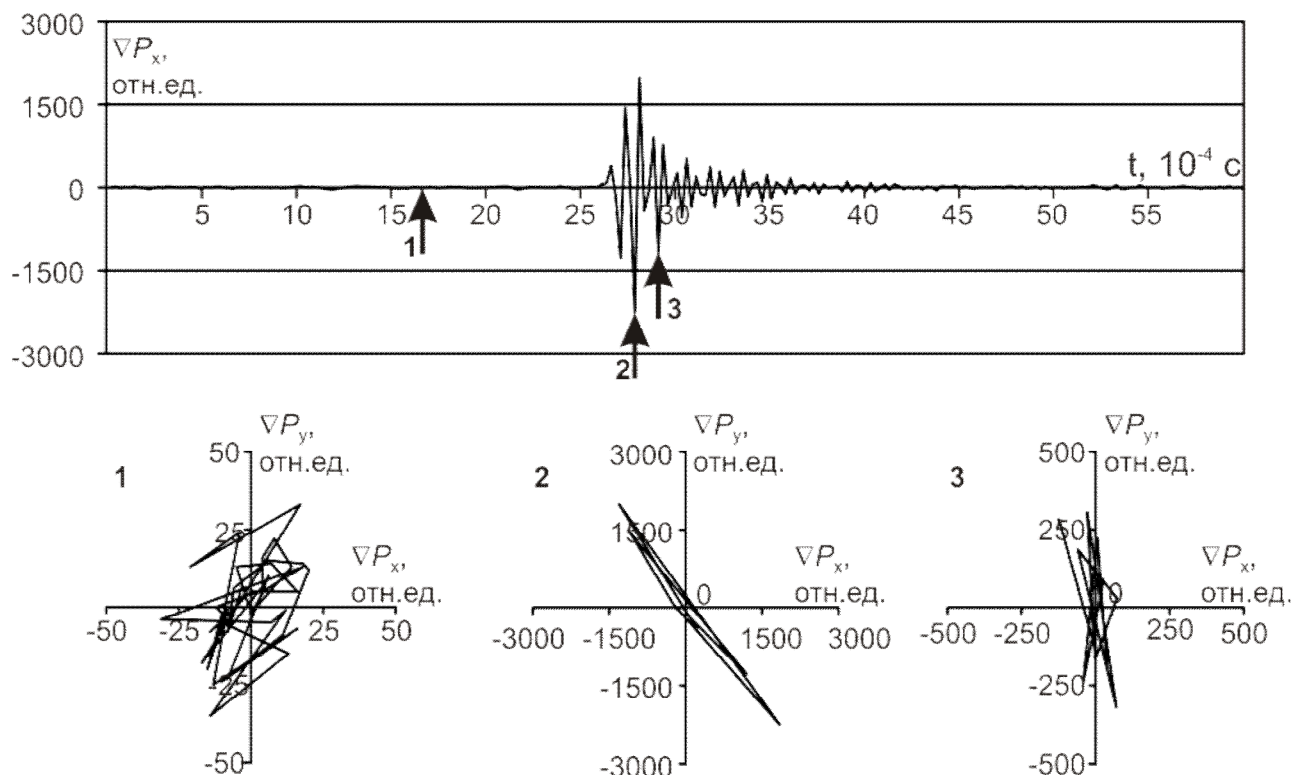


Рис. 2.18. Форма акустического сигнала (вверху) и фазовый портрет градиента давления на различных временных участках 1, 2, 3 (внизу), $\nabla P_x, \nabla P_y$ – проекции градиента давления.

Видно, что при отсутствии акустического импульса наблюдается слабые почти изотропные случайные колебания, обусловленные неупорядоченной эмиссией и ее реверберацией в водоеме. В момент начала импульса движение частиц среды практически соответствует линии, на стадии затухания оно существенно искажается.

Для обнаружения, высокоточного определения направления на источник излучения и анализа потока геоакустических импульсов разработан метод автоматизации [86]. В методе рассматривается форма огибающей сигнала, и определяется его вступление. По максимальным значениям огибающей находится амплитуда, и далее выделяются импульсы в определенном интервале амплитуд dA и определяется их направленность. Из анализа исключаются сигналы с повышенными изотропными шумами (рис.2.17б), выявление которых осуществляется оценкой соотношения малой и большой полуосей описывающего эллипса. Рассмотрение выделенного интервала амплитуд dA , вследствие самоподобия эмиссии, оказывается достаточным при исследовании

направленности геоакустических сигналов [90]. Разработан аппаратно-программный комплекс, в котором реализован метод автоматизации [86, 168].

При исследованиях направленности геоакустического излучения используются понятия интегральной $\Omega(t)$ и дифференциальной $D(\omega, t)$ акустической активности. Первая из этих величин представляет собой зависящую от времени частоту следования импульсов в определенном интервале амплитуд dA , а вторая – распределение частоты следования этих импульсов по направлениям $d\omega$ в нижней полусфере. Интеграл по углу отклонения от нормали к земной поверхности дает азимутальное распределение частоты следования импульсов $D(\alpha, t)$ по направлениям $d\alpha$.

Нормированные распределения импульсов $d(\omega, t) = D(\omega, t)/\Omega(t)$ и $d(\alpha, t) = D(\alpha, t)/\Omega(t)$ будут, соответственно, объемной и азимутальной диаграммами направленности излучения. Распределения можно разбить на суммы диаграмм направленности для импульсов с положительным и отрицательным вступлением, например, $D(\alpha, t) = D_+(\alpha, t) + D_-(\alpha, t)$, где нижние индексы обозначают характер вступления. Пример азимутального распределения частоты следования импульсов $D(\alpha)$ при регистрации реального сигнала геоакустической эмиссии [86] представлен на рис. 2.19.

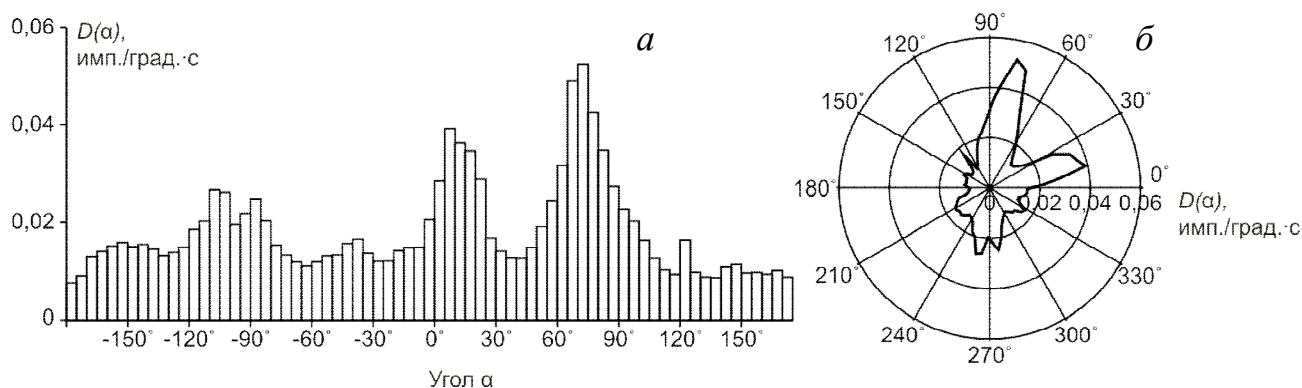


Рис. 2.19. Пример азимутального распределения частоты следования геоакустических импульсов $D(\alpha)$ в прямоугольной (а) и полярной (б) системах координатах. Шаг по углу $\Delta\alpha = 5^\circ$.

На рис. 2.20 показано главное окно программы, которая осуществляет непрерывную запись сигнала на выходе КП, автоматически выявляет

геоакустические импульсы и оценивает направление их прихода. В качестве примера выбраны сутки 22 сентября 2011 года с ярко выраженной анизотропией направленности геоакустического излучения. В правой нижней области выводится трехмерный график акустической активности $D(\alpha, t)$, над ним график $\Omega(t)$, слева – диаграмма $D(\alpha)$, накопленная за последние 15 минут записи.

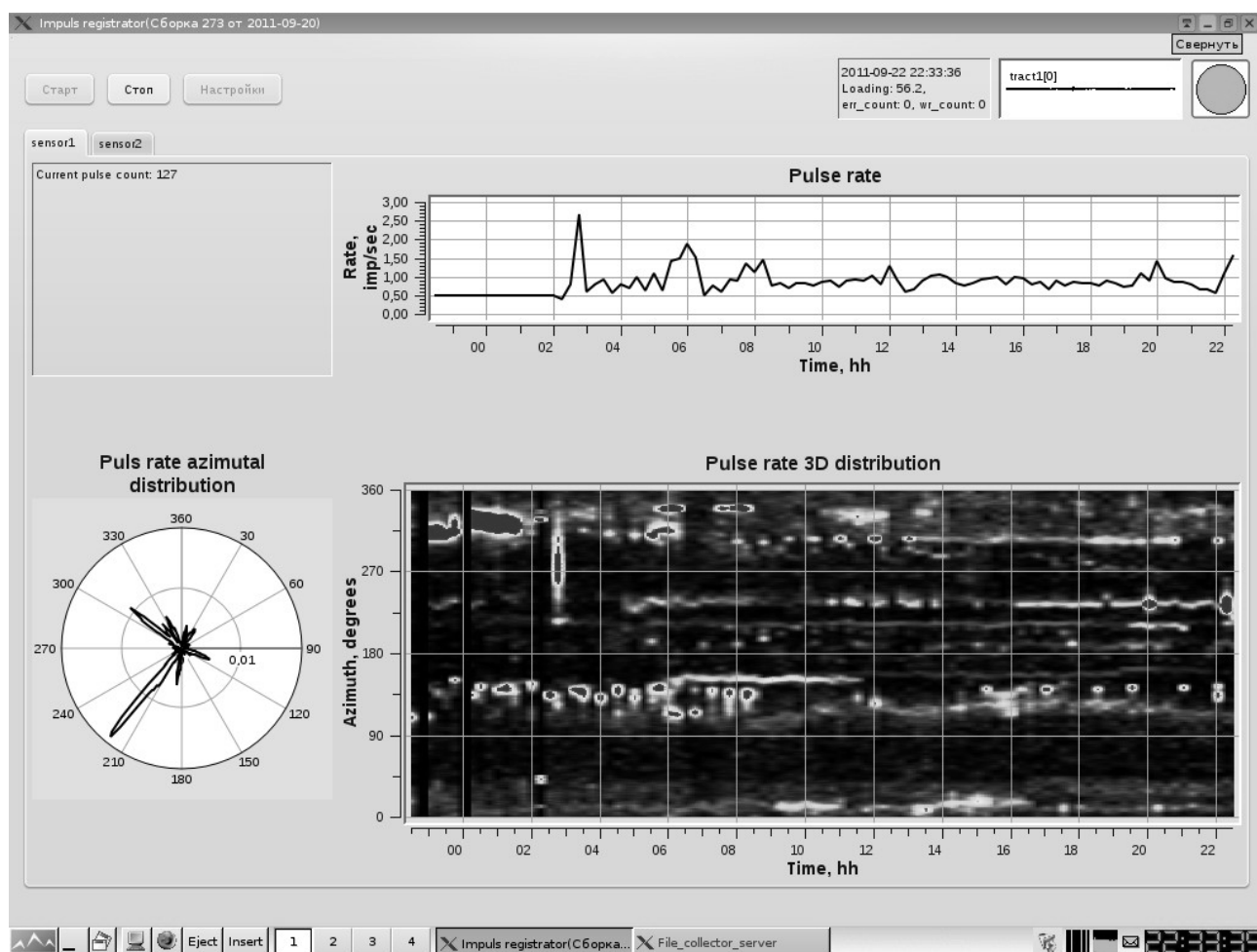


Рис. 2.20. Главное окно программы.

2.3. Частотно-временной анализ сигналов геоакустической эмиссии с применением разреженной аппроксимации

Результаты исследования геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот, показывают, что при анализе геоакустического импульса можно получить

информацию об его источнике. Фронт и начало спада импульса, обычно длительностью до 25 мс и отношением сигнал/шум до 30 раз, позволяют определить направление на источник [86, 168], а частоты заполнения содержат информацию о его размерах и динамике [74, 168]. Поэтому частотно-временной анализ геоакустических сигналов очень важен для исследования источников эмиссии и, в конечном итоге, для диагностики особенностей пластического процесса при их генерации. Но, несмотря на разнообразие существующих частотно-временных методов (оконное преобразование Фурье, вейвлет-преобразование, вейвлет-пакеты и т.д.) эффективно задача такого анализа импульсных геоакустических сигналов до настоящего времени не решена.

Предлагается новый подход к частотно-временному анализу геоакустической эмиссии, основанный на методе разреженной аппроксимации. В настоящее время этот метод начинает широко использоваться при исследовании сложных сигналов различной природы, в частности при анализе землетрясений [180], в гидроакустике [190], задачах неразрушающего контроля [171, 188, 195].

Теоретические принципы применения интегральных преобразований к анализу временных рядов были сформулированы ко второй половине 1990-х годов. Одновременно, были заложены новые концептуальные основы, предполагающие, что сигнал в зависимости от решаемой задачи может иметь несколько описаний в частотно-временной области. В работах [83, 181, 199] была сформирована новая математическая и алгоритмическая база для анализа сигналов, основанная на методе разреженной аппроксимации в избыточных словарях функций.

Рассмотрим сигнал $\{f(n): n = 0 \dots N - 1\}$ и семейство функций, имеющих хорошую локализацию в частотной и временной областях: $D = \{g_m(n): m = 0 \dots M - 1, n = 0 \dots N - 1, \|g_m\| = 1\}$, $N < M$. Данное семейство называют словарем, а его элементы – атомами [83]. Сигнал $f(n)$ может быть представлен как суперпозиция атомов словаря D :

$$f(n) = \sum_{m=0}^{M-1} a_m g_m(n) \quad (22)$$

или в матричной форме:

$$\begin{pmatrix} f(0) \\ f(1) \\ f(2) \\ \vdots \\ f(N-1) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_0(0) & g_1(0) & g_2(0) & g_3(0) & \cdots & g_{M-2}(0) & g_{M-1}(0) \\ g_0(1) & g_1(1) & g_2(1) & g_3(1) & \cdots & g_{M-2}(1) & g_{M-1}(1) \\ g_0(2) & g_1(2) & g_2(2) & g_3(2) & \cdots & g_{M-2}(2) & g_{M-1}(2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ g_0(N-1) & g_1(N-1) & g_2(N-1) & g_3(N-1) & \cdots & g_{M-2}(N-1) & g_{M-1}(N-1) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \vdots \\ a_{M-2} \\ a_{M-1} \end{pmatrix}, \quad (23)$$

где a_m - коэффициент (вес) соответствующих атомов g_m .

Если число ненулевых элементов вектора a меньше (как правило, много меньше) M , то говорят о разреженной аппроксимации временного ряда $f(n)$. Имея D можно получить оптимальную аппроксимацию $f(n)$ используя M векторов – элементов словаря, минимизирующих ошибку:

$$e = \left\| f(n) - \sum_{m=0}^{M-1} a_m g_{\gamma_m}(n) \right\|, \quad (24)$$

где γ_m – индексы выбранных элементов словаря. Данная оптимизация является вычислительно сложной задачей. Субоптимальное решение дает предложенный в [199] алгоритм согласованного преследования. Суть алгоритма сводится к итеративному процессу поиска элементов словаря, минимизирующих на каждом шаге ошибку аппроксимации. На первой итерации выбирается оптимальный атом g_m и его вклад вычитается из сигнала, далее оценивается вклад атомов в полученный остаток:

$$r^i = \begin{cases} f, i = 0 \\ r^{i-1} - a_{m(i)} g_{m(i)}, i > 0 \end{cases}, \quad (25)$$

где $a_{m(i)}$ - коэффициент (вес) при выбранном $g_{m(i)}$ на i -й итерации.

Коэффициент $a_{m(i)}$ для каждого элемента словаря D определяется как ортогональная проекция r^{i-1} на элемент $g_{m(i)}$:

$$a_{m(i)} = \langle r^{i-1}, g_m \rangle. \quad (26)$$

Оптимальным атомом считается тот, на котором достигается минимум энергии ошибки. Вес оптимального атома – максимальный среди всех коэффициентов a_m^i на i -й итерации:

$$a_{m(i)} = \max_{g_m \in D} \{a_m^i, m = 0..M-1\}. \quad (27)$$

Вычисления можно сократить при использовании быстрых алгоритмов, которые позволяют вычислить скалярное произведение $\langle r^{i-1}, g_{m(i)} \rangle$ по уже вычисленному $\langle r^{i-1}, g_{m(i-1)} \rangle$:

$$\langle r^{i-1}, g_{m(i)} \rangle = \langle r^{i-1}, g_{m(i-1)} \rangle - a_{m(i)} \langle g_{m(i-1)}, g_m \rangle, \quad (28)$$

где $\langle g_{m(i-1)}, g_m \rangle$ вычисляется один раз, например на первой итерации.

Следует отметить, что использование разреженной аппроксимации с заданным избыточным словарем будет равнозначно принятию модели сигнала вида $S_m = \sum_{i \in I} a_i g_i$, где g_i - элемент словаря с индексом i из конечного множества I . С точки зрения исследуемых сигналов геоакустической эмиссии, данная модель описывает совокупность элементарных импульсов, обусловленных разномасштабными дислокациями при формировании разрыва.

Качество выбранной модели определяются ошибкой аппроксимации временного ряда, причем количество элементов множества I может определяться динамически по спаду ошибки в реализации алгоритма согласованного преследования. Анализ скорости убывания ошибки разложения позволяет выбирать количество атомов, достаточно подробно описывающих внутреннюю структуру сигнала. В соответствии с [83] ошибка аппроксимации определяется по

формуле: $\|r^i\| \leq 2^{-\lambda i} \|f\|$, где λ – скорость сходимости, зависящая от длины сигнала и свойств аппроксимирующей функции. С учетом экспоненциального закона убывания ошибки, число итераций, необходимых для получения достаточно точных аппроксимаций, невелико.

Первыми словарями, используемыми в методе разреженной аппроксимации, стали существующие базисы интегральных преобразований (Фурье, оконного преобразования Фурье, преобразование Габора, вейвлет-преобразования) [180, 187, 188, 190, 195, 199, 200]. Выбор элементов словаря обусловлен особенностями сигнала, которые, по возможности, должны обеспечивать его минимальное, в части избыточности, представление. При исследовании сигналов геоакустической эмиссии [94] первоначально был применен предложенный в [199] словарь Габора, включающий масштабированные, модулированные и сдвинутые по времени функции Гаусса $g(t)$:

$$D = \{g_{s,u,\xi}\} = \left\{ \frac{1}{\sqrt{s}} g\left(\frac{t-u}{s}\right) e^{j\xi(t-u)} \right\}. \quad (29)$$

Этот базис обеспечивает оптимальное представление внутренней структуры сложного сигнала для алгоритма согласованного преследования, поскольку атомы Габора имеют лучшую, по сравнению с другими базисами, частотно-временную локализацию [83]. Для примера рассмотрим синтезированный сигнал, состоящий из суммы 4-х разных по длительности высокочастотных и низкочастотных компонентов (рис. 2.21а):

$$f(t) = g\left(\frac{t-u_1}{s_1}\right) e^{j\omega_1 t} + g\left(\frac{t-u_2}{s_2}\right) e^{j\omega_1 t} + g\left(\frac{t-u_1}{s_2}\right) e^{j\omega_2 t} + g\left(\frac{t-u_2}{s_1}\right) e^{j\omega_2 t}.$$

На рис. 2.21б представлено частотно-временное представление функций Габора, отобранных алгоритмом согласованного преследования. Видно, что всем элементам сигнала соответствуют атомы разложения, локализация которых в частотно-временной области соответствует ожидаемой.

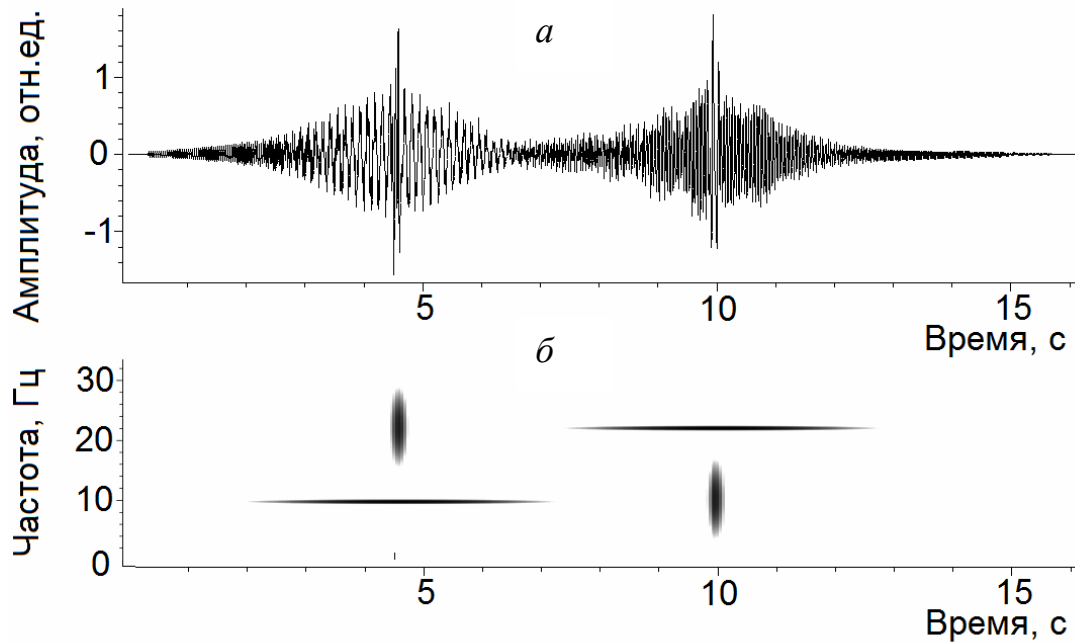


Рис. 2.21. Пример синтезированного сигнала (*a*) и его разложения методом разреженной аппроксимации (*б*).

Примеры частотно-временного анализа геоакустической эмиссии методом разреженной аппроксимации со словарем Габора приведены на рис. 2.22, рис. 2.24 - рис. 2.26. Для выбора оптимального количества атомов, адекватно описывающих сигналы, производилась оценка уменьшения ошибки с ростом количества проведенных итераций (рис.2.23).

На рис. 2.22*a* представлен фрагмент записи сигнала геоакустической эмиссии длительностью 0.5 с. Для сравнительного анализа приведена спектрограмма (рис. 2.22*б*) и частотно-временное представление функций Габора, отобранных алгоритмом согласованного преследования (рис. 2.22*в*). Видно, что метод разреженной аппроксимации позволяет выделить внутреннюю структуру каждого геоакустического импульса, в то время как Фурье-преобразование позволяет только локализовать область его нахождения.

На рис. 2.23 представлен график спада ошибки для этого фрагмента записи. Из графика следует, что достаточно около 30 итераций, чтобы атомы разложения охватили 80% энергии сигнала, т.е. описывали его достаточно адекватно.

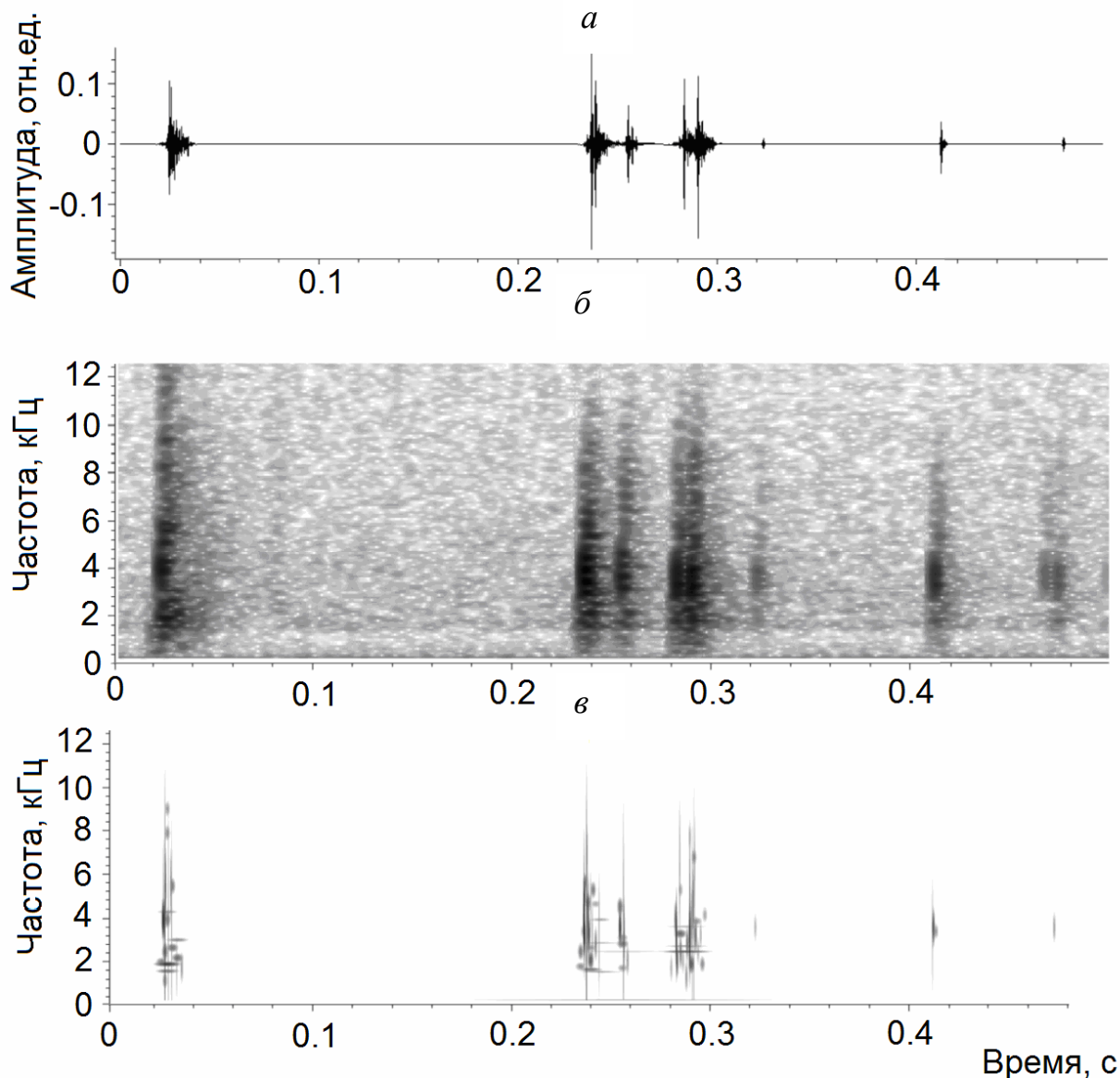


Рис. 2.22. Фрагмент записи сигнала геоакустической эмиссии (*a*), его спектрограмма (*б*) и разложение методом разреженной аппроксимации (*в*).

Как следует из рис. 2.22*в*, каждый импульс представляется взвешенной суммой отдельных атомов, анализ взаимного расположения которых позволяет исследовать источники сигналов, в том числе получать информацию об их размерах и количестве. Рассмотрим эти возможности на нескольких примерах с использованием функций Габора.

На рис. 2.24 показаны результаты разложения одиночного геоакустического импульса. Видно, что сигнал складывается из двух составляющих (выделены эллипсами на рис. 2.24*a*).

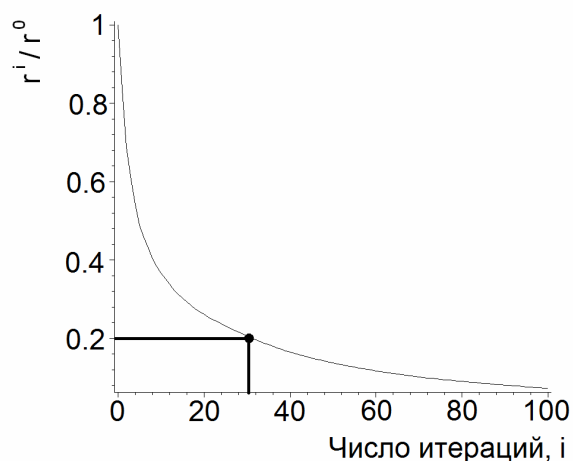


Рис. 2.23. Зависимость величины относительной ошибки от числа проведенных итераций.

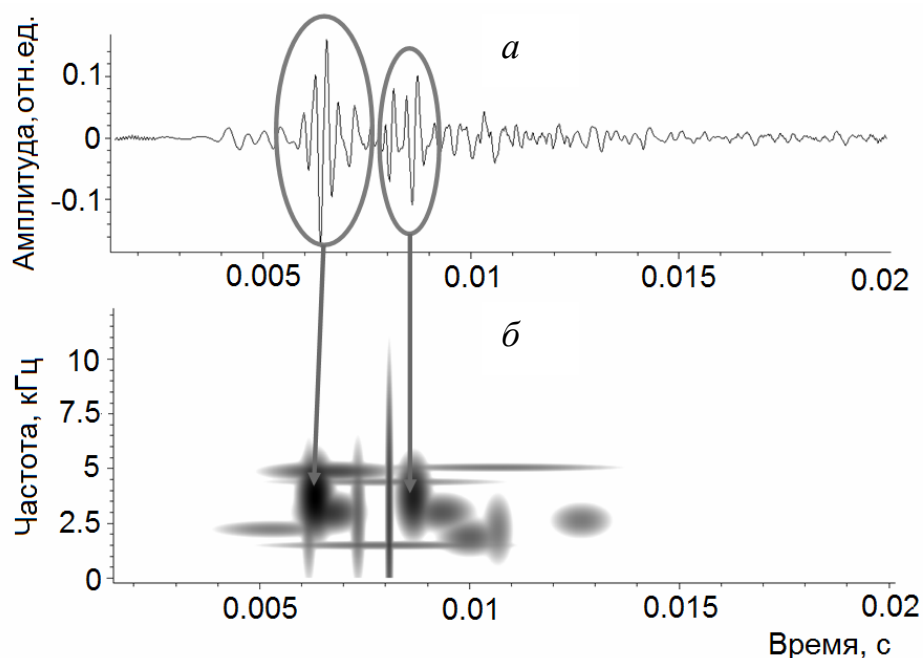


Рис. 2.24. Геоакустический импульс (*a*) и его разложение методом разреженной аппроксимации (*б*).

Анализ частотно-временного расположения двух самых мощных атомов, соответствующих им (отмечено стрелками), позволяет предположить, что вторая составляющая является отражением основного сигнала, т.к. совпадают частоты и длительности. Удлинение пути, рассчитанное с учетом времени задержки (2.5 мс) и скорости распространения звука в воде (1500 м/с) составляет 3.75 м, что соответствует случаю отражения сигнала от поверхности водоема.

На рис. 2.25 показан пример разложения более сложного импульса. Анализ частотно-временного расположения атомов позволяет предположить, что в данном случае наблюдается сумма сигналов от разных источников, т.к. в разложении наблюдаются отдельные частотно-временные структуры. В соответствии с [56, 74, 86] можно допустить, что источники сигналов имеют неодинаковые размеры.

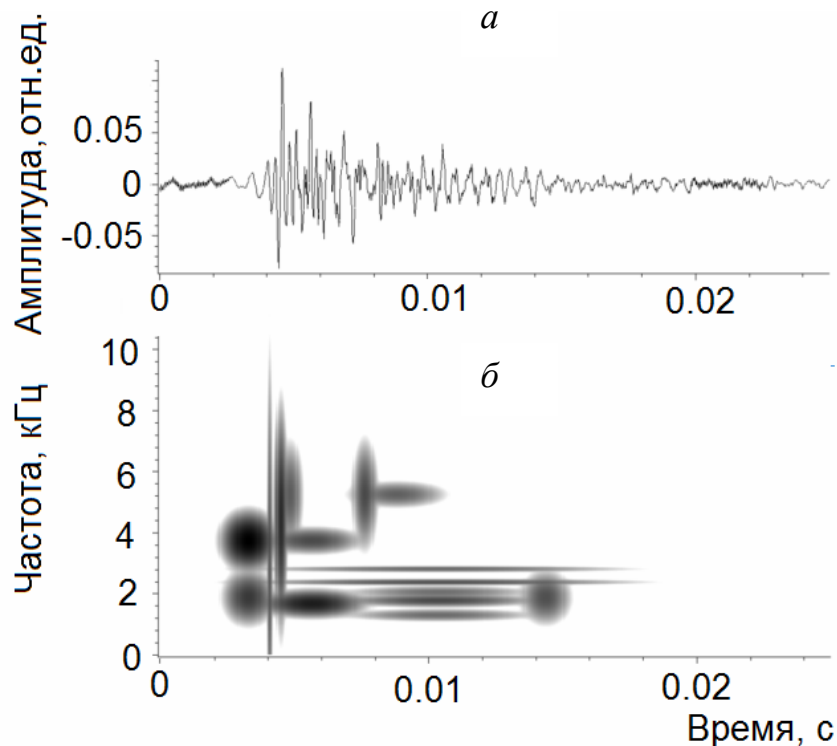


Рис. 2.25. Геоакустический импульс (*a*) и его разложение методом разреженной аппроксимации (*б*).

На рис. 2.26 показан пример разложения последовательности геоакустических импульсов, по всей видимости, имеющих один источник. Это подтверждается схожестью их частотно-временных структур. Вероятнее всего, эта последовательность импульсов соответствует случаю прерывистого скольжения дислокации в породе.

Анализ схожести образов сигналов, полученных в результате разложения, является одной из важнейших задач исследования структуры импульсов геоакустической эмиссии. Для сравнения схожести двух сигналов предлагается

производить попарную оценку взаимного расположения их атомов в частотно-временной плоскости.

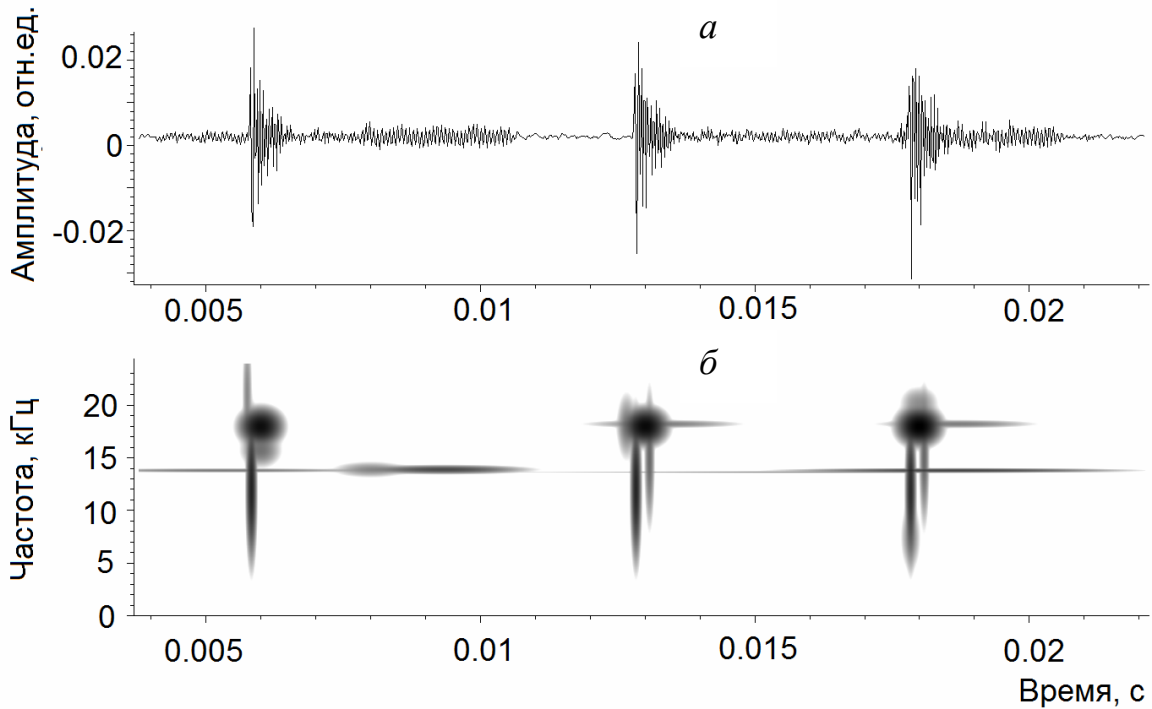


Рис. 2.26. Геоакустические импульсы (а) и их разложение методом разреженной аппроксимации (б).

Предлагаемый алгоритм сравнения состоит из следующих этапов. Первоначально выполняется центрирование двух исследуемых импульсов по времени центра кластера, образованного всеми анализируемыми атомами разложения и пересчитываются параметры сдвига атомов к относительным временам. Таким образом, оба импульса приводятся к общей системе координат. Далее, выбрав в качестве метрики – евклидову, последовательно определяются пары атомов в импульсах, расстояния между которыми минимальны $d_{\min}(g1_i, g2_j)$, где $g1, g2$ – атомы разложения первого и второго импульса соответственно; i, j – их индексы. Сумма $d(f_1, f_2)$ минимальных расстояний между всеми этими парами в сигналах будет равна:

$$d(f_1, f_2) = \sum_{k=1}^K d_{\min}(g1_i, g2_j), \quad (30)$$

где k – номер пары атомов.

Величина $d(f_1, f_2)$ принимается в качестве меры сходства частотно-временных структур двух импульсов. Очевидно, что чем значение $d(f_1, f_2)$ меньше, тем более схожи образы сигналов. Например, в случае сигналов, приведенных на рис. 2.26, $d(f_1, f_2)$ между первым и вторым импульсом равно 0.91, между вторым и третьим – 0.99, а между первым и третьим – 0.72. Если же сравнивать первый импульс, приведенный на рис. 2.26, с импульсом на рис. 2.25, то $d(f_1, f_2) = 2.16$, что значительно больше. Таким образом, варьируя величиной $d(f_1, f_2)$ в качестве порога, можно адаптивно подбирать критериальное значение сходства образов двух импульсов.

В качестве недостатка предложенного метода разреженной аппроксимации следует отметить, что функции Гаусса, из которых составлен словарь Габора, обладают свойством симметричности относительно максимума огибающей, что в целом не соответствует форме элементарных геоакустических импульсов, в которых фронт намного короче спада.

В связи с этим, особый интерес вызывает изучение словарей, атомы которых имеют сходство с элементарными морфологическими компонентами самого сигнала, например, импульсов Берлаге $Ber = At^n e^{-\alpha t} \sin(2\pi ft)$ (рис. 2.27). Следует отметить, что импульс Берлаге не обладает лучшей, по сравнению с импульсом Габора, частотно-временной локализацией и в принципе, может быть разложен в бесконечную последовательность импульсов Габора. Но, принимая в качестве модели элементарного импульса геоакустической эмиссии импульс Берлаге, можно минимизировать словарь, что может привести к существенной экономии вычислительных ресурсов при анализе. Построение словаря, включающего импульсы Берлаге с непрерывно меняющимися значениями параметров, является невыполнимой задачей, поэтому был построен конечный словарь, включающий импульсы, параметры которых соответствуют разнообразию исследуемых геоакустических сигналов. Управляемыми параметрами словаря, определяющими его объем, являются: длительность

импульса, положение максимума огибающей импульса и скорость нарастания переднего фронта [94].

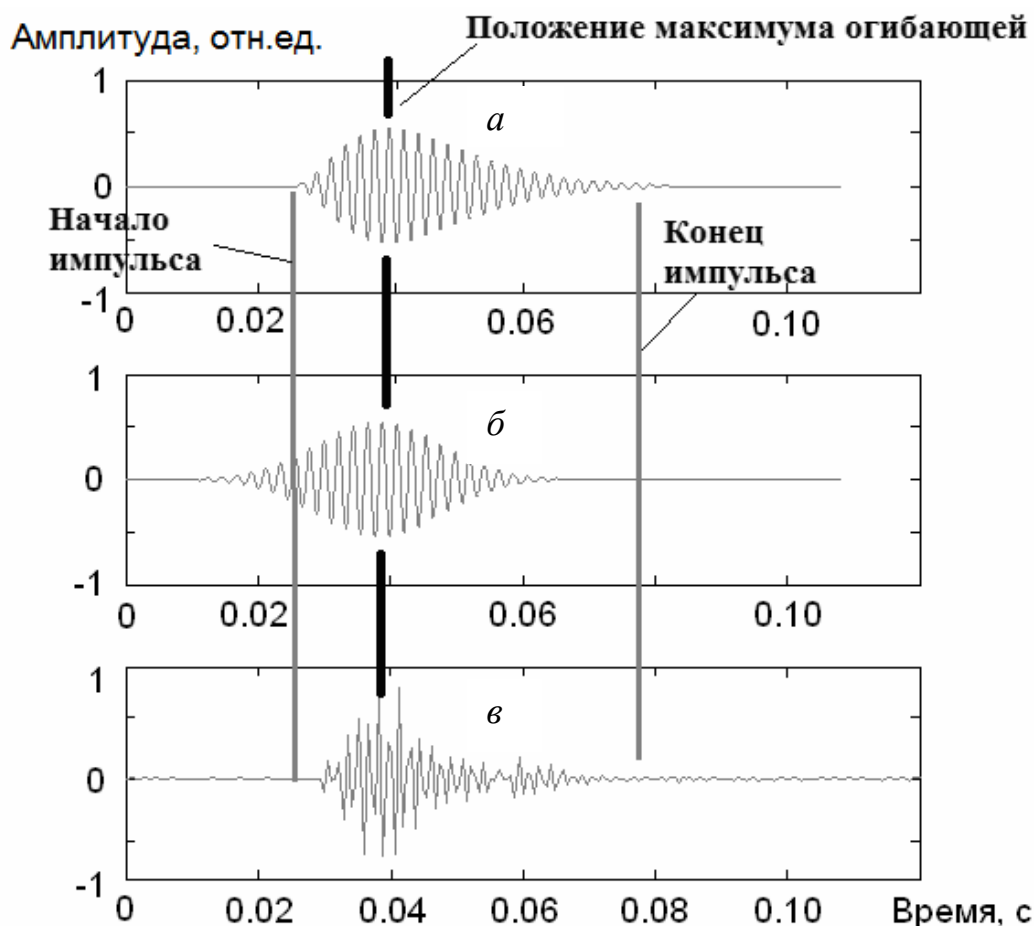


Рис. 2.27. Примеры импульсов Берлаге (*a*), Гаусса (*б*) и реального сигнала геоакустической эмиссии (*в*).

На рис. 2.28 показан пример использования алгоритма согласованного преследования со словарем Берлаге на фрагменте записи геоакустической эмиссии, включающей три импульса. Частотно-временные структуры импульсов различаются, $d(f_1, f_2)$ между первым и вторым импульсом равно 1.81, между вторым и третьим – 2.15, а между первым и третьим – 2.47, поэтому можно считать, что они от трех независимых источников.

На рис. 2.29 представлены примеры анализа двух отдельных геоакустических импульсов. Заметим, что, несмотря на схожесть временных форм, их частотно-временные структуры не совпадают, $d(f_1, f_2) = 1.49$.

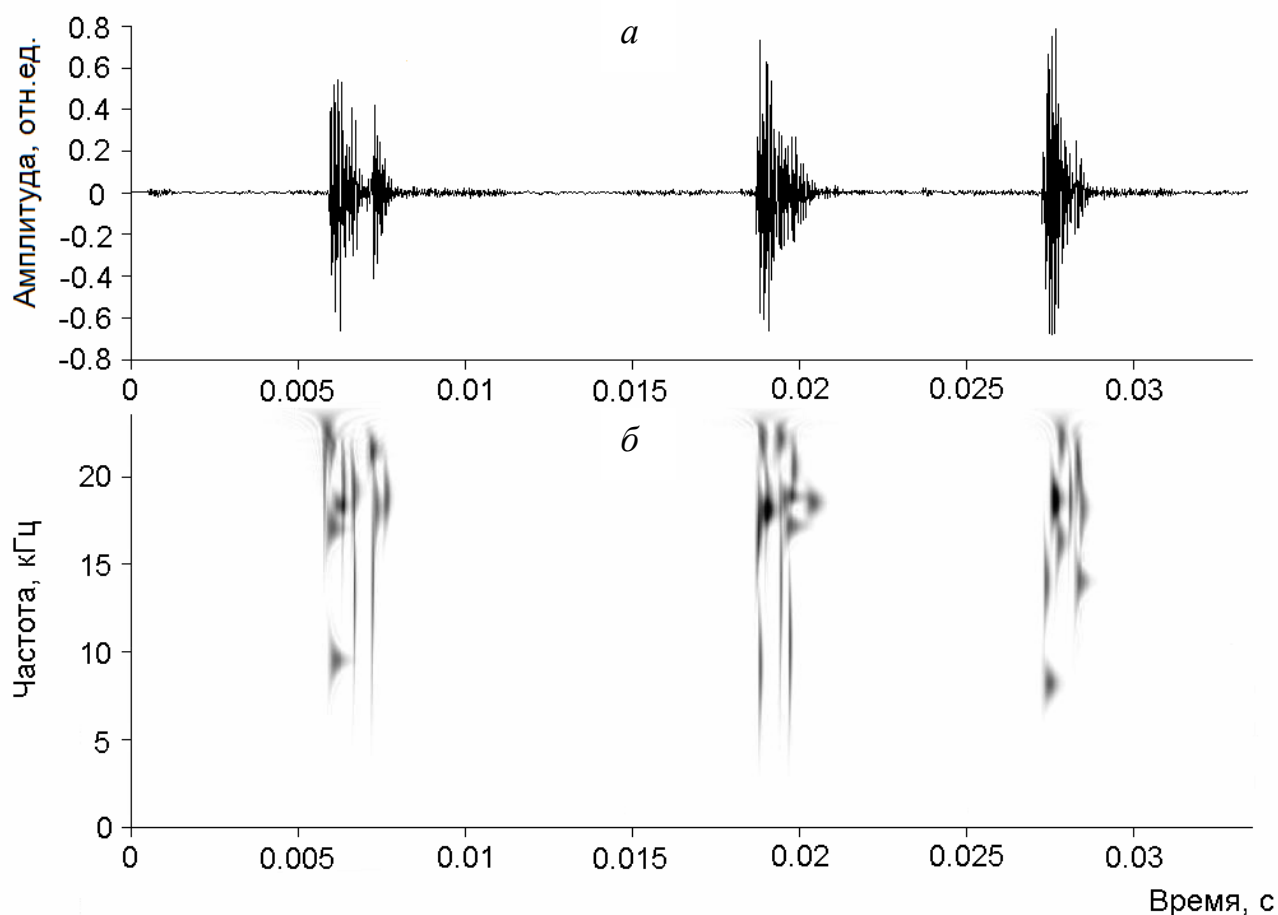


Рис. 2.28. Геоакустические импульсы (*a*) и их разложение методом разреженной аппроксимации (*б*).

Для выбора достаточного количества атомов разложения анализировался спад ошибки аппроксимации. Как и в случае анализа с применением словаря Габора, ошибка не должна была превышать 20% общей энергии анализируемой записи. Из рис. 2.29 видно, что достаточно использовать 5-7 атомов для описания структуры импульсов.

Для сравнения эффективности словарей Габора и Берлаге при анализе сигналов геоакустической эмиссии были рассчитаны медианные значения ошибки на каждой итерации алгоритма согласованного преследования для выборки, состоящей из 50 одиночных геоакустических импульсов (рис. 2.30). Как видно на рис. 2.30, медианные значения ошибки для словаря Берлаге меньше, следовательно, его применение более эффективно.

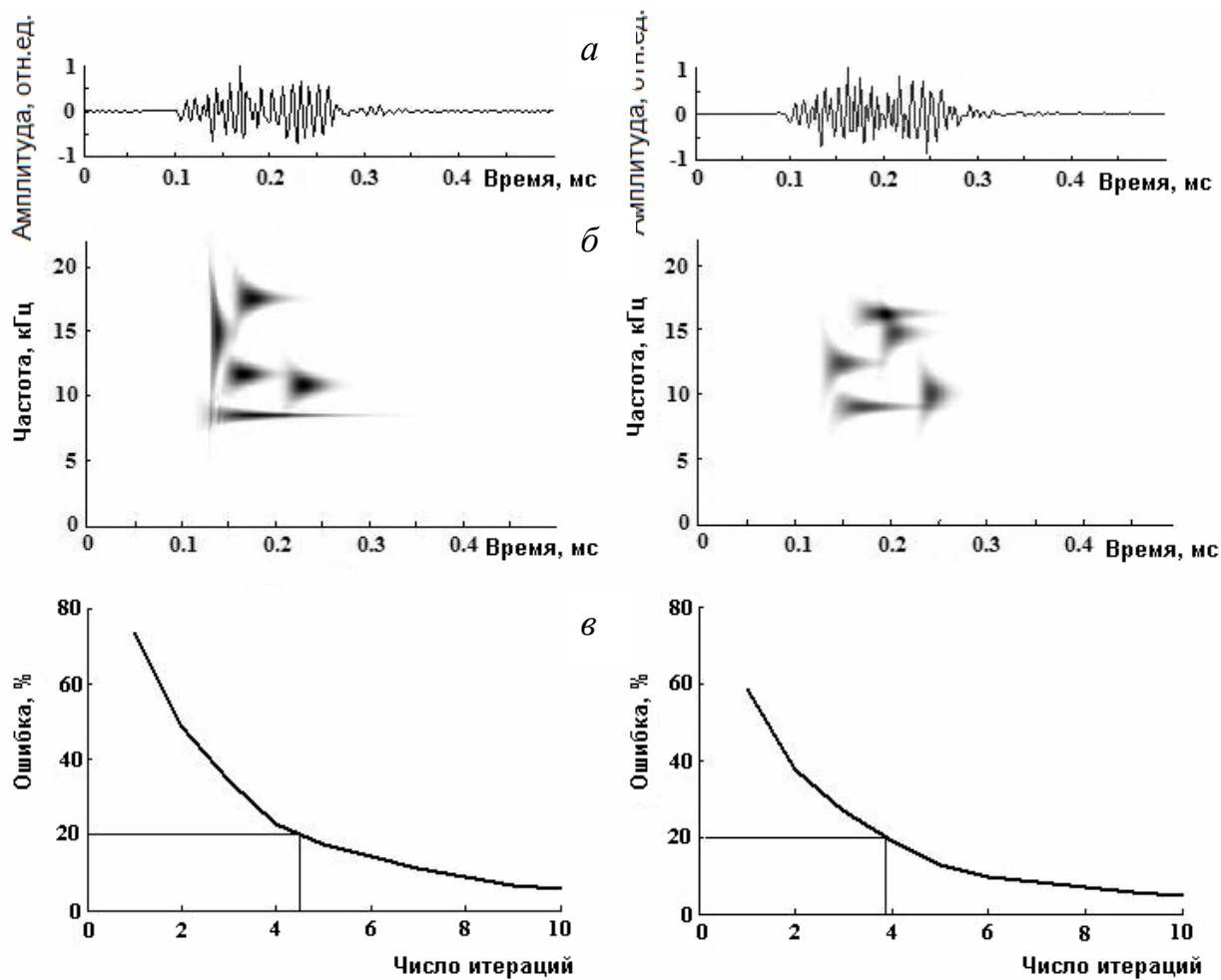


Рис. 2.29. Два фрагмента записи с геоакустическими импульсами (*а*), их разложение методом разреженной аппроксимации (*б*), зависимость ошибки аппроксимации от числа итераций (*в*).

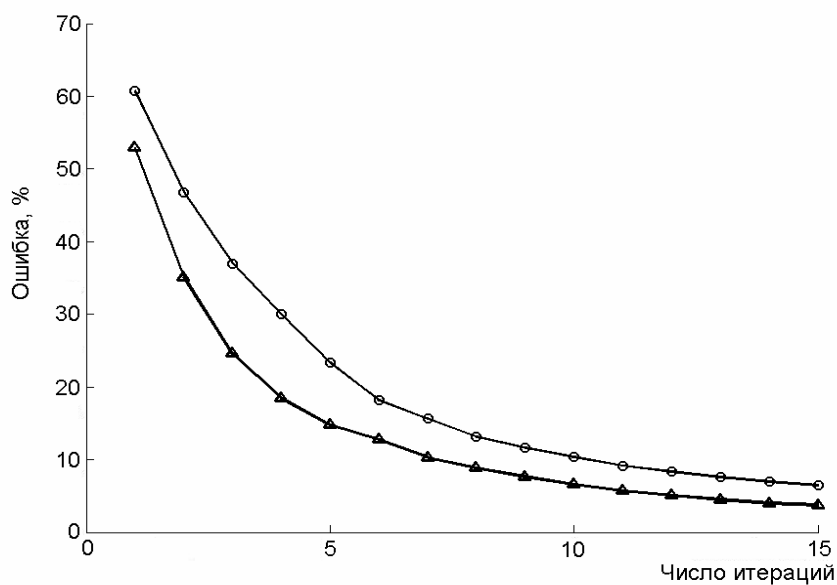


Рис. 2.30. Медианные значения ошибки аппроксимации для словаря Габора (линия с круглыми маркерами) и словаря Берлаге (линия с треугольными маркерами).

Существенным недостатком алгоритма согласованного преследования является его вычислительная затратность: время анализа сигналов существенно превышает их длительность. Для увеличения скорости расчета разработан параллельный алгоритм. Для реализации алгоритма применена аппаратно-программная платформа CUDA, позволяющая использовать процессоры видеокарт компании NVIDIA в режиме параллельных вычислений.

В разработанном аппаратно-программном комплексе использована видеокарта NVIDIA GeForce GTX 760. При сравнительно небольшой стоимости, данная карта включает 1152 ядра CUDA с общей производительностью 2258 Gflops. В результате применения параллельных вычислений время расчета пятнадцатиминутного фрагмента записи геоакустической эмиссии было уменьшено с 50 до 5 минут, т.е. в десять раз. Данный подход позволил реализовать систему частотно-временного анализа геоакустической эмиссии, работающую в режиме реального времени.

Выводы по главе 2

Разработан подход к регистрации и анализу геоакустической эмиссии, который позволил на принципиально новой основе проводить обработку геоакустических сигналов. Данный подход реализован с применением средств для параллельных вычислений в виде синхронизированных во времени аппаратно-программных комплексов. Основными элементами нового подхода являются:

- использование в качестве датчиков геоакустической эмиссии пьезокерамических гидрофонов, установленных у дна искусственных и природных водоемов, что позволило проводить исследования в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц до первых десятков килогерц;
- использование для обнаружения и локализации областей генерации геоакустических сигналов комбинированного приемника, реализующего векторно-фазовый метод определения направления прихода звуковой волны,

что позволило с высокой точностью определять направление на источник геоакустического излучения и производить анализ потока геоакустических импульсов по направлениям при частоте следования до 2 – 3, а в ряде случаев и более импульсов в секунду, в том числе, при искажении их формы в результате рассеяния волн на неоднородностях среды;

- использование для частотно-временного анализа геоакустической эмиссии метода разреженной аппроксимации со словарями, созданными на базе функций Габора и Берлаге, адекватно описывающими геосигналы импульсной природы, что позволило раскрывать структуры геоакустических импульсов, сложившиеся в результате формирования их источников.

Глава 3. Характеристики геоакустической эмиссии на Камчатке

3.1. Временные и спектральные характеристики акустических сигналов

Для детального исследования и классификации акустических сигналов используются оригинальные данные в звуковом диапазоне, сохраненные в формате Wave (система регистрации рассмотрена выше, см. рис. 2.11). Их анализ показывает, что в случае умеренных шумов, когда наблюдаются отдельные импульсы, сигналы геоакустической эмиссии, благодаря их специфической форме, легко выделить на фоне помех, источники которых могут быть самой разнообразной природы. В случае интенсивных шумов естественного и техногенного происхождения, когда имеет место мощный непрерывный сигнал, можно выделить аномалии геоакустической эмиссии по ряду их характерных признаков, которые будут обсуждаться ниже.

Большой вклад в помеху дают плохие метеоусловия. Уменьшить влияние погоды можно использованием подземных резервуаров для наблюдения геоакустической эмиссии, а распознать ее проявление нетрудно с помощью анализа метеорологических данных и спектра сигналов.

Ниже в сравнении будут рассмотрены сигналы, обусловленные деформационными изменениями пород в пункте наблюдений; метеоусловиями и техногенным воздействием [85, 90].

Для регистрации сигналов, рассмотренных в этой подглаве, использовался канал градиента давления комбинированного приемника. С учетом подъема его чувствительности 6 дБ/окт. (рис. 2.9) и одновременного спада сигнала в высокочастотной области за счет затухания в среде, результирующая АХЧ более равномерна во всем диапазоне принимаемых частот по сравнению с другими приемниками. При этом его чувствительности на низких частотах вполне достаточно, чтобы обнаруживать и сейсмические события.

Рассмотрим примеры различных сигналов.

3.1.1. Звуковые сигналы, обусловленные деформациями пород

Звуковые сигналы деформационной природы можно разделить на импульсы слабой ползучести пород (фоновый период) и увеличения скорости деформации пород. Активизация деформационного процесса может быть связана с локальными изменениями напряженно-деформированного состояния приповерхностных осадочных пород или с возникновением удаленного источника напряжений, связанного с подготовкой землетрясения. Статистика появления аномалий геоакустической эмиссии при возникновении такого источника будет рассмотрена в последующих главах.

В фоновый период наблюдаются незначительные по амплитуде геоакустические импульсы с частотой следования в пределах 0.1 – 0.5 импульсов в секунду. Для примера на рис. 3.1 показан 10 минутный фрагмент записи акустического сигнала в спокойный (фоновый) период (*а*) и его энергетический спектр (*б*). Здесь и ниже на рисунках: P – акустическое давление. По реализации сигнала $P(t)$ длительностью T энергетический спектр находится с помощью выражения $20 \lg P(\omega) / P_0 T$, где $P(\omega)$ – спектр Фурье, P_0 – уровень калибровки давления 1 Па.

Спектр (рис. 3.1б) получен путем усреднения 16 реализаций быстрого преобразования Фурье (БПФ), рассчитанного по 2048 отсчетам сигнала. Таким образом, при частоте дискретизации 44100 Гц для построения энергетического спектра использовалась реализация сигнала длительностью 0.74 секунды.

Спектр сигнала (рис. 3.1б) сглажен и имеет плавный спад с ростом частоты, такие сигналы называются розовым или серым шумом. То, что изменения в спектре имеют степенной характер, а значит, этот сигнал является фликкер-шумом, будет показано ниже. В спектре на рис. 3.1б есть локальный максимум в области 18 – 21 кГц, обусловленный резонансом приемника (рис. 2.9). На низких частотах присутствует подъем на частоте питающей сети 50 Гц.

Анализ сигналов геоакустической эмиссии показывает, что они представлены последовательностью импульсов релаксационных колебаний с ударным возбуждением и частотным заполнением (рис. 3.1*а*). При этом наблюдаются как отдельные импульсы, так и их группы с сильным перекрытием, а в случае интенсивной эмиссии импульсы сливаются в непрерывный сигнал.

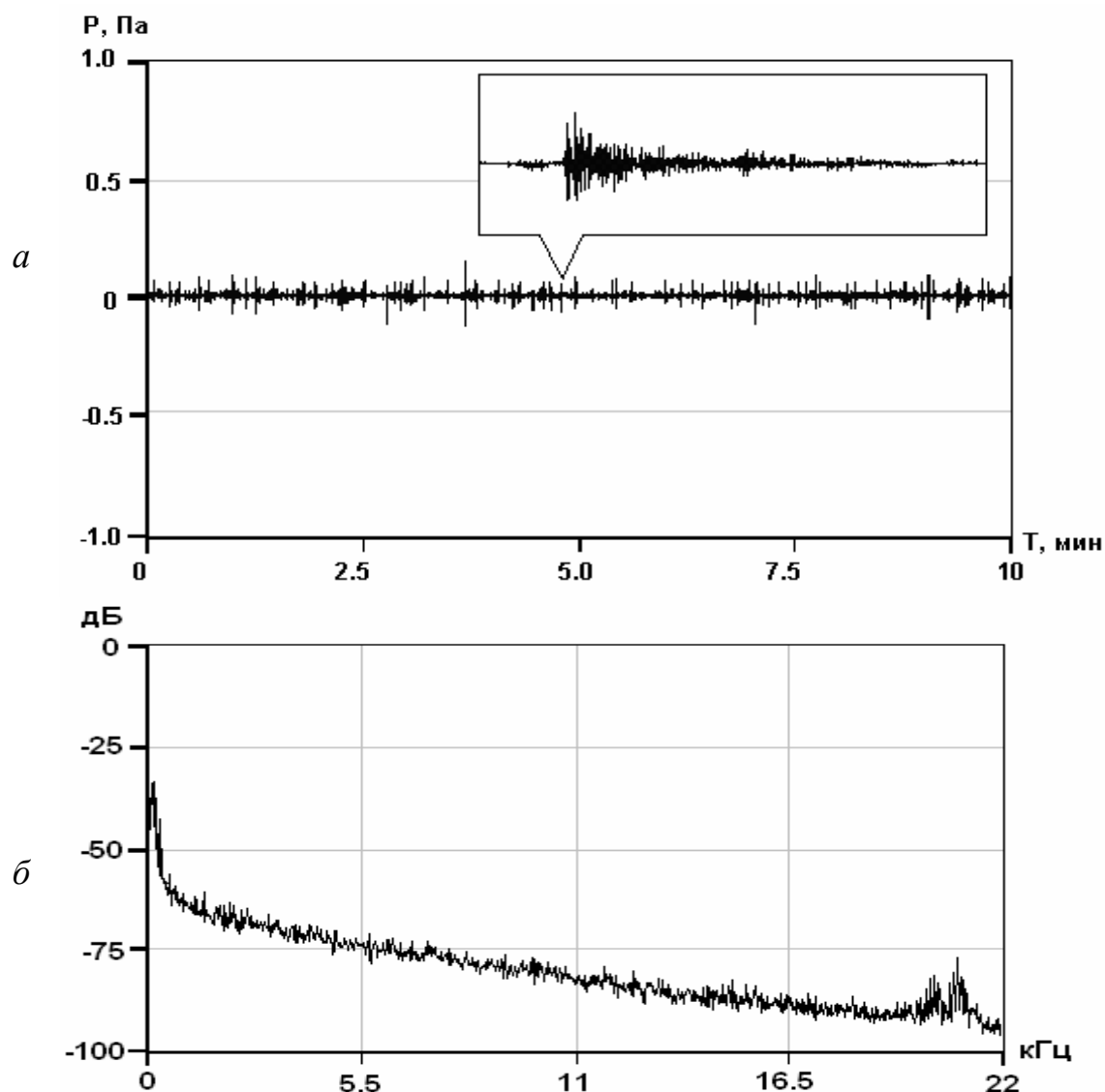


Рис. 3.1. Примеры акустического сигнала (*а*) и его энергетического спектра (*б*), на выноске одиночный импульс.

С использованием набора реализаций сигнала в фоновые периоды за 2011 год проанализировано 10040581 импульсов и получено их распределение по амплитудам (рис. 3.2), аналогичное закону Гуттенберга-Рихтера повторяемости землетрясений в зависимости от их энергии [82].

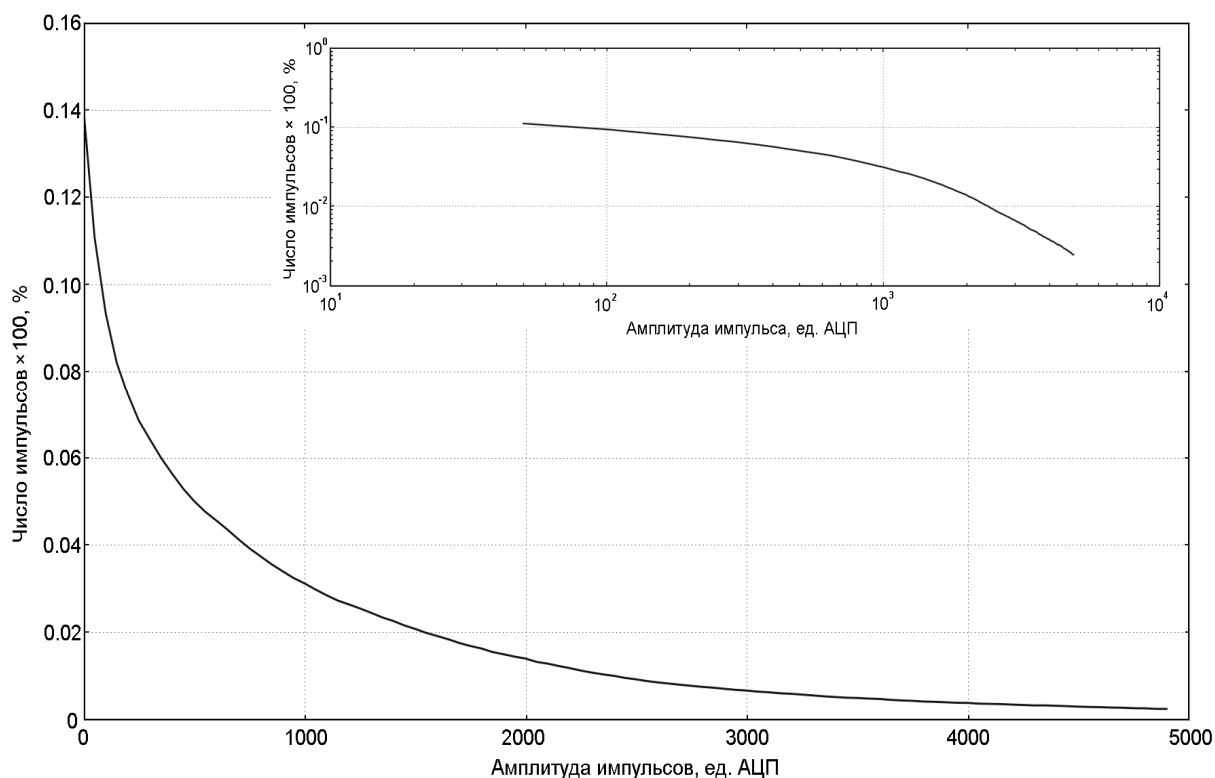


Рис. 3.2. Распределение импульсов по амплитудам в реализации сигнала. На вставке тот же график в двойном логарифмическом масштабе.

При построении рис. 3.2 не учитывались импульсы, амплитуда которых была меньше чем удвоенный уровень непрерывных шумов, характеристики которых будут рассмотрены ниже. Изменение крутизны спада распределения на рис. 3.2 в области больших амплитуд указывает на то, что имеет место эффект обрезания, в котором проявляется отличие режимов генерации импульсов с большой и малой амплитудой. Хорошо видно, что представленная на рис. 3.2. кривая описывается степенной зависимостью. Это доказывает принадлежность сигнала к фликкер-шуму.

Во время роста напряжений и скорости деформирования пород наблюдается увеличение, как амплитуды импульсов, так и их количества в единицу времени [90].

В качестве примера рассмотрим акустические сигналы, зарегистрированные 16 ноября 2007 года. На рис. 3.3 представлен 10 минутный фрагмент записи сигнала, одиночный импульс из этого фрагмента. Его энергетический спектр приведен на рис. 3.4.

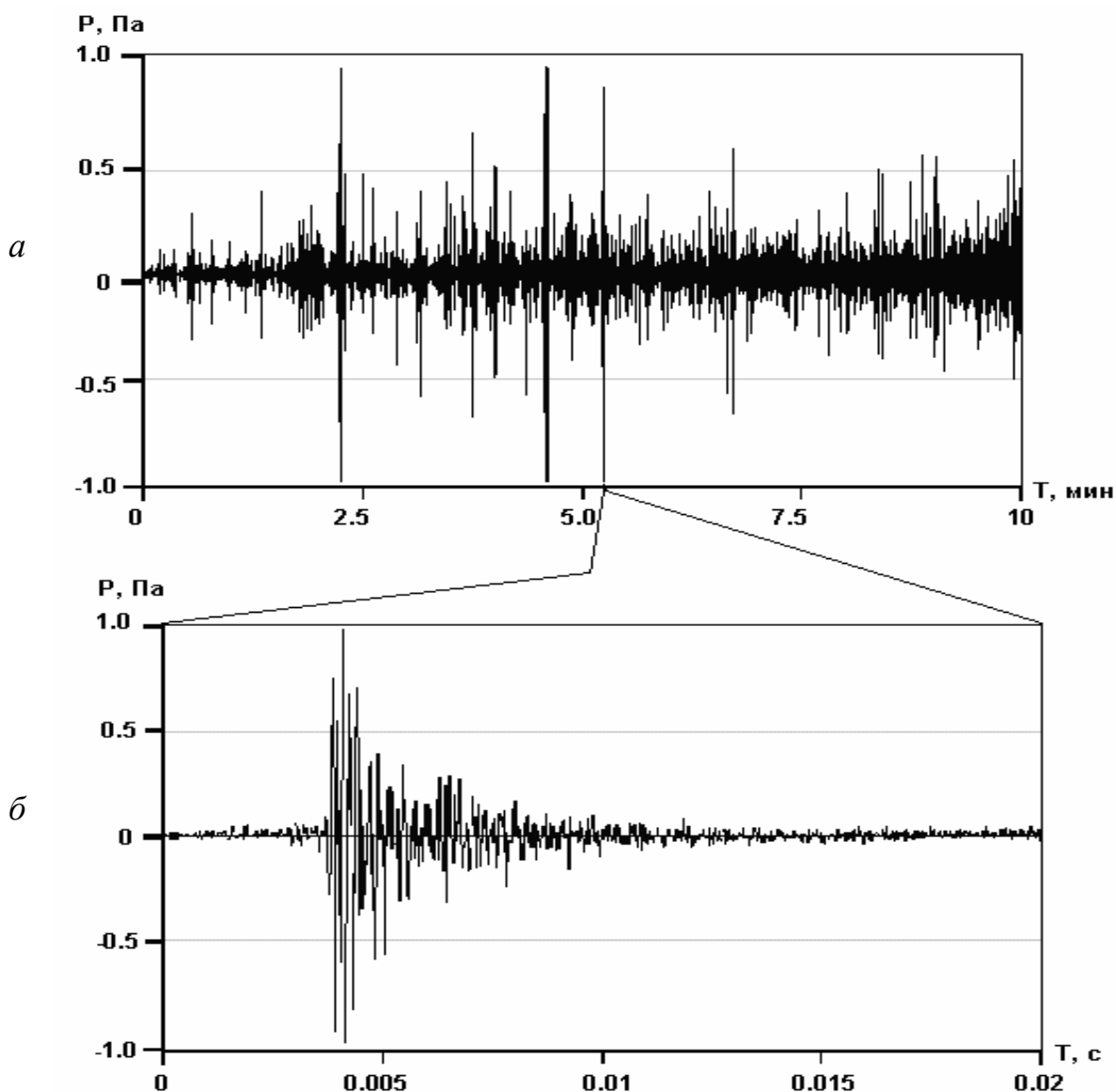


Рис. 3.3. Фрагмент записи сигнала 16.11.2007 г. (а) и одиночный импульс (б).

Сравнение спектра сигнала деформационных возмущений (рис. 3.4) со спектром сигнала в спокойный период (рис. 3.1б) показывает, что наблюдается значительное повышение уровня сигнала в диапазоне 1 – 18 кГц. "Серый" или "розовый" шум фонового периода уступил место почти "белому" шуму деформационных возмущений, которые не всегда предшествуют сейсмическому событию. Для примера подобраны такие случаи, когда сейсмическое событие следует за деформационным возмущением, а вероятность их последовательного появления будет обсуждаться в следующих главах.

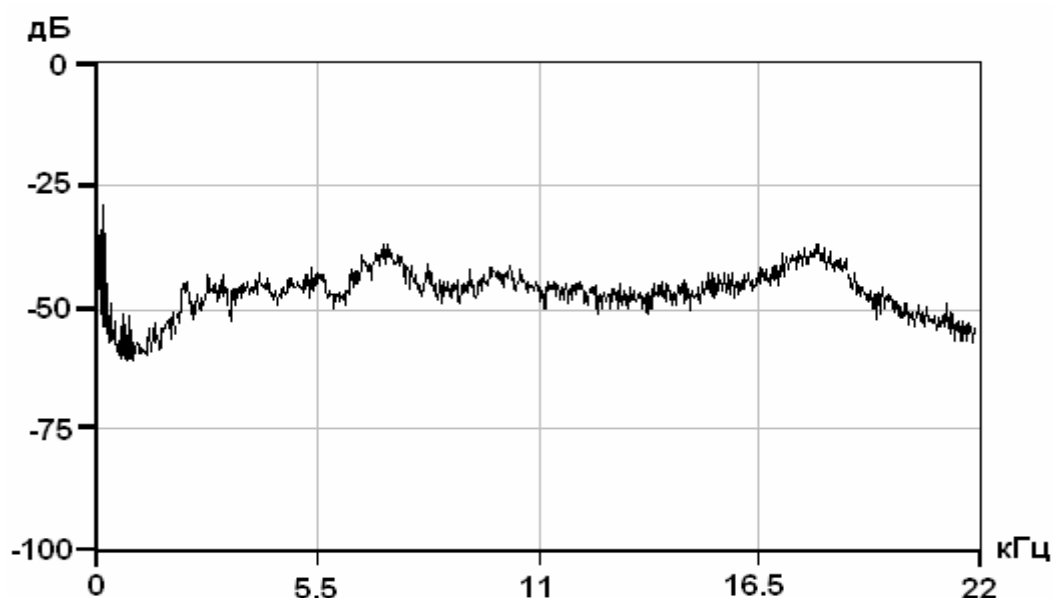


Рис. 3.4. Энергетический спектр сигнала 16.11.2007 г.

Сигналы (рис. 3.3а) наблюдались 16 ноября с 02:30 UT в течение 11.5 часов. Через 1.5 суток 17 ноября 2007 года в 17:16 UT на эпицентральной расстоянии 104 км произошло землетрясение с энергетическим классом $K = 12.8$. Координаты гипоцентра 52.8°N , 159.63°E , глубина 17 км (здесь и далее в тексте приведены оперативные данные по землетрясениям Камчатского филиала ГС РАН, для энергетической классификации землетрясений использовались классы K по шкале С.А.Федотова [154], связь K с магнитудой M_{LN} определяется формулой $M_{\text{LN}} = (K - 4.6)/1.5$).

Аномальные звуковые сигналы перед землетрясениями регистрируются достаточно часто, статистика будет приведена в следующих главах. На рис. 3.5 показан еще один фрагмент записи, произведенный 23 ноября 2006 г и два импульса из него. Частота следования импульсов в данном случае выше, чем в предыдущем примере, а их амплитуды примерно соизмеримы. Аномалия началась в 23 часа 23.11.2006 г., продолжительность ее составила 3 часа 15 минут, а в 14:57 UT 24.11.2006 г. на эпицентральной расстоянии 200 км произошло землетрясение с энергетическим классом $K = 11.9$. Координаты гипоцентра 51.21°N , 157.8°E , глубина 142 км. На рис. 3.6 показан энергетический спектр сигнала. В целом он схож с результатом, представленным на рис. 3.4.

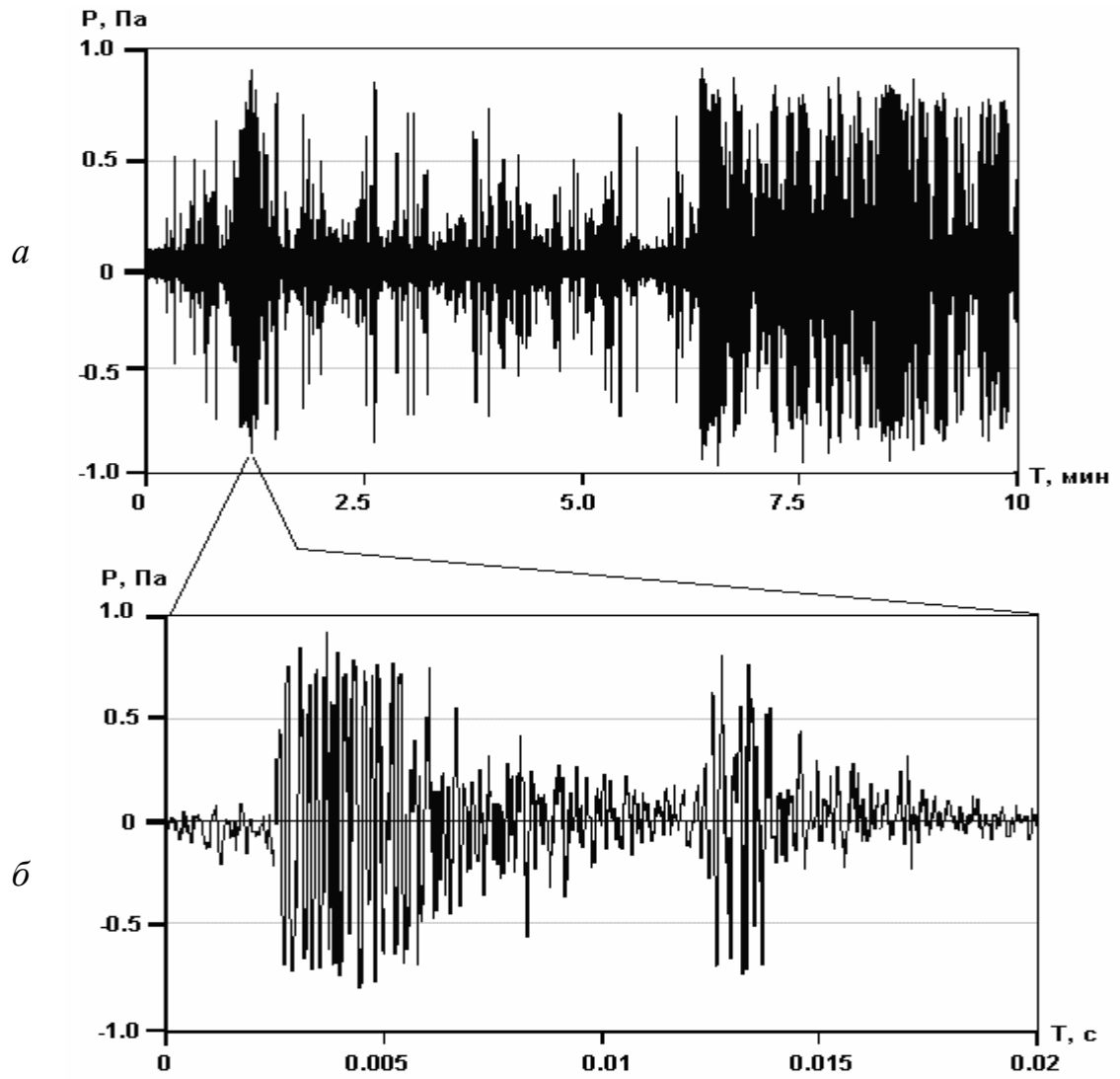


Рис. 3.5. Фрагмент записи сигнала 23.11.2006 г. (а) и два импульса (б).

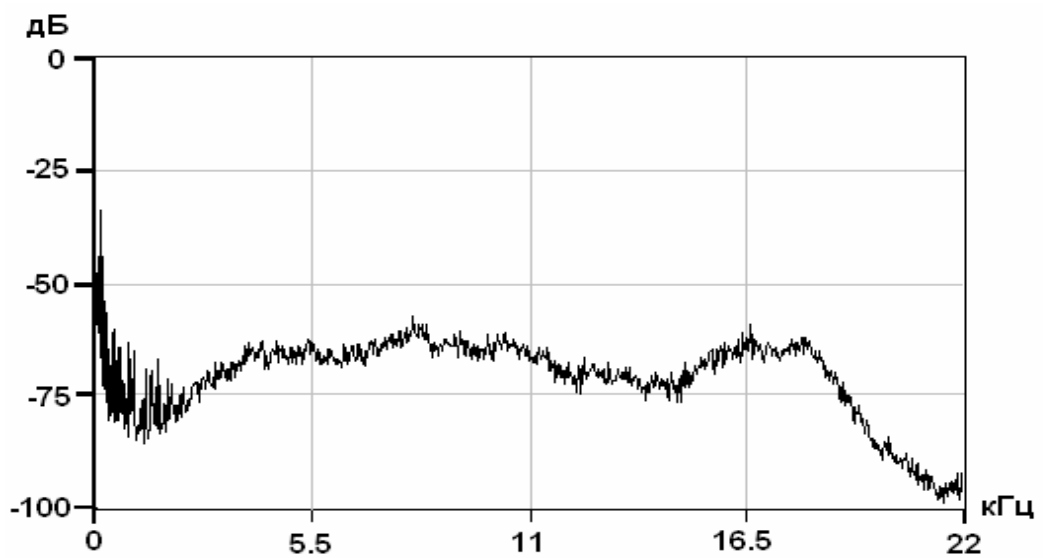


Рис. 3.6. Энергетический спектр сигнала 23.11.2006 г.

Сильная зависимость коэффициента ослабления сигналов от частоты проявляется в дисперсионных эффектах, которые играют важную роль в формировании разнообразия звуковых сигналов. Возникают условия, при которых сигналы существенно искажаются в результате распространения. Пример таких сигналов представлен на рис. 3.7.

Аномалия продолжительностью 14 часов началась в 6 часов 25 июля 2005 года. Землетрясение с энергетическим классом $K = 13.2$ произошло 26 июля 2005 года в 12:17 UT на эпицентральной расстоянии 140 км. Координаты гипоцентра землетрясения 52.74°N , 160.29°E , глубина 20 км.

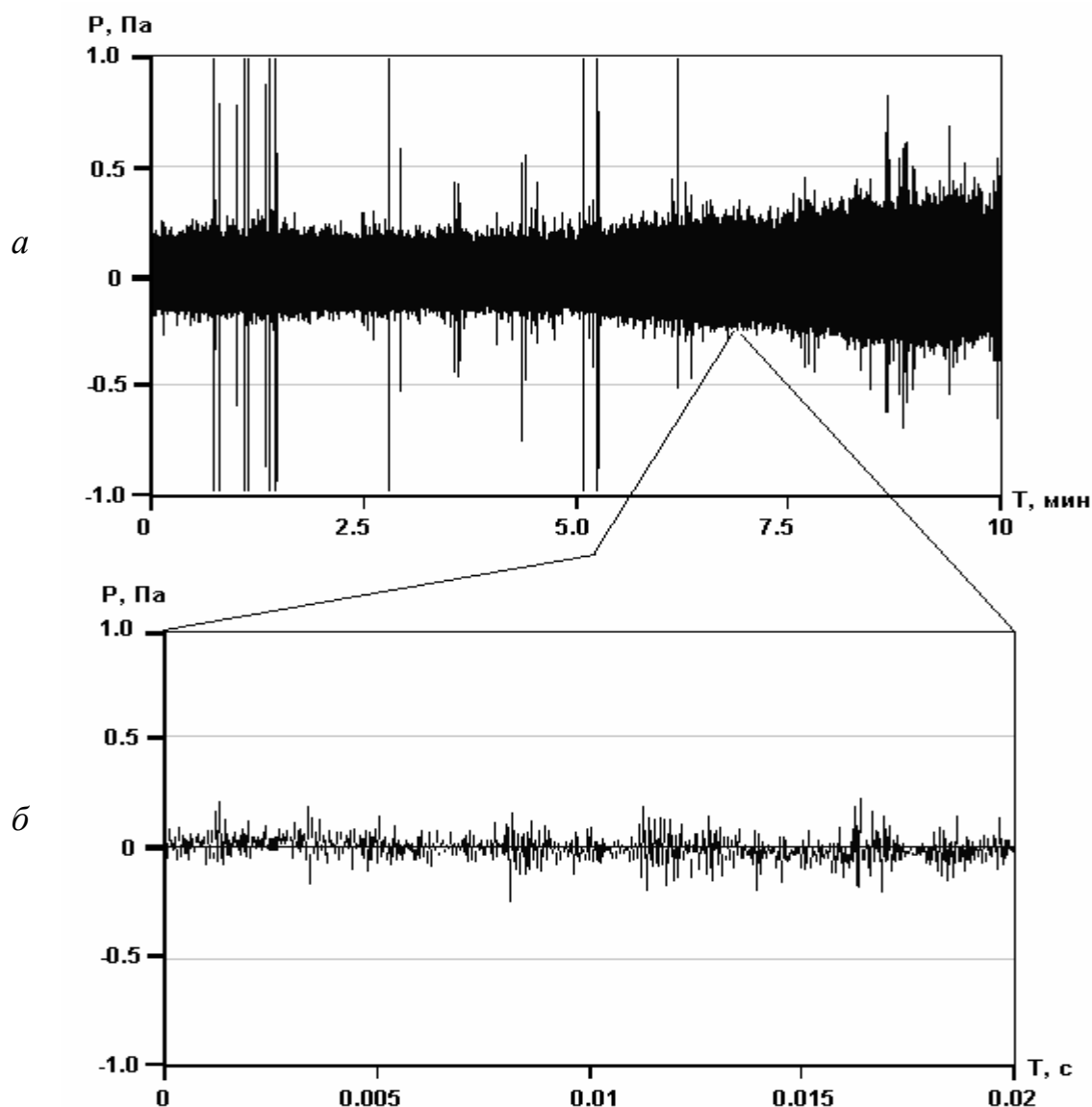


Рис. 3.7. Фрагмент записи сигнала 25.07.2005 г. (а) и группа импульсов (б).

В данном случае сигналы на слух напоминали высокочастотный свист. Детальный их анализ (рис. 3.7б) показывает, что это сильно искаженные при распространении в диспергирующей среде ударные импульсы. Можно отметить аналогию со свистящими атмосфериками, которые образуются при грозовых разрядах и искажаются вследствие распространения в магнитосферных волноводах за счет дисперсионных эффектов.

Энергетический спектр этого сигнала имеет максимум в высокочастотной области (рис. 3.8), которого не было в предыдущих случаях, и который, по всей видимости, отвечает за возникающий звуковой эффект.

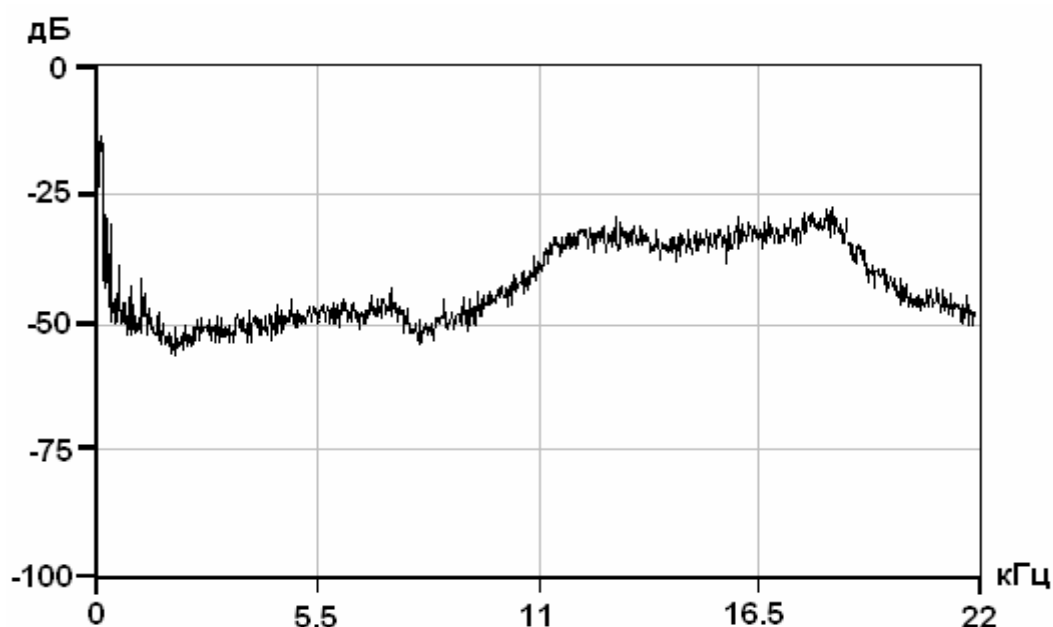


Рис. 3.8. Энергетический спектр сигнала 25.07.2005 г.

На рис. 3.9 представлен пример сложных акустических колебаний (а), напоминающих на слух скрежет открываемой двери, и их энергетический спектр (б). Можно предположить, что в этом случае происходит прерывистое скольжение дислокаций в породах.

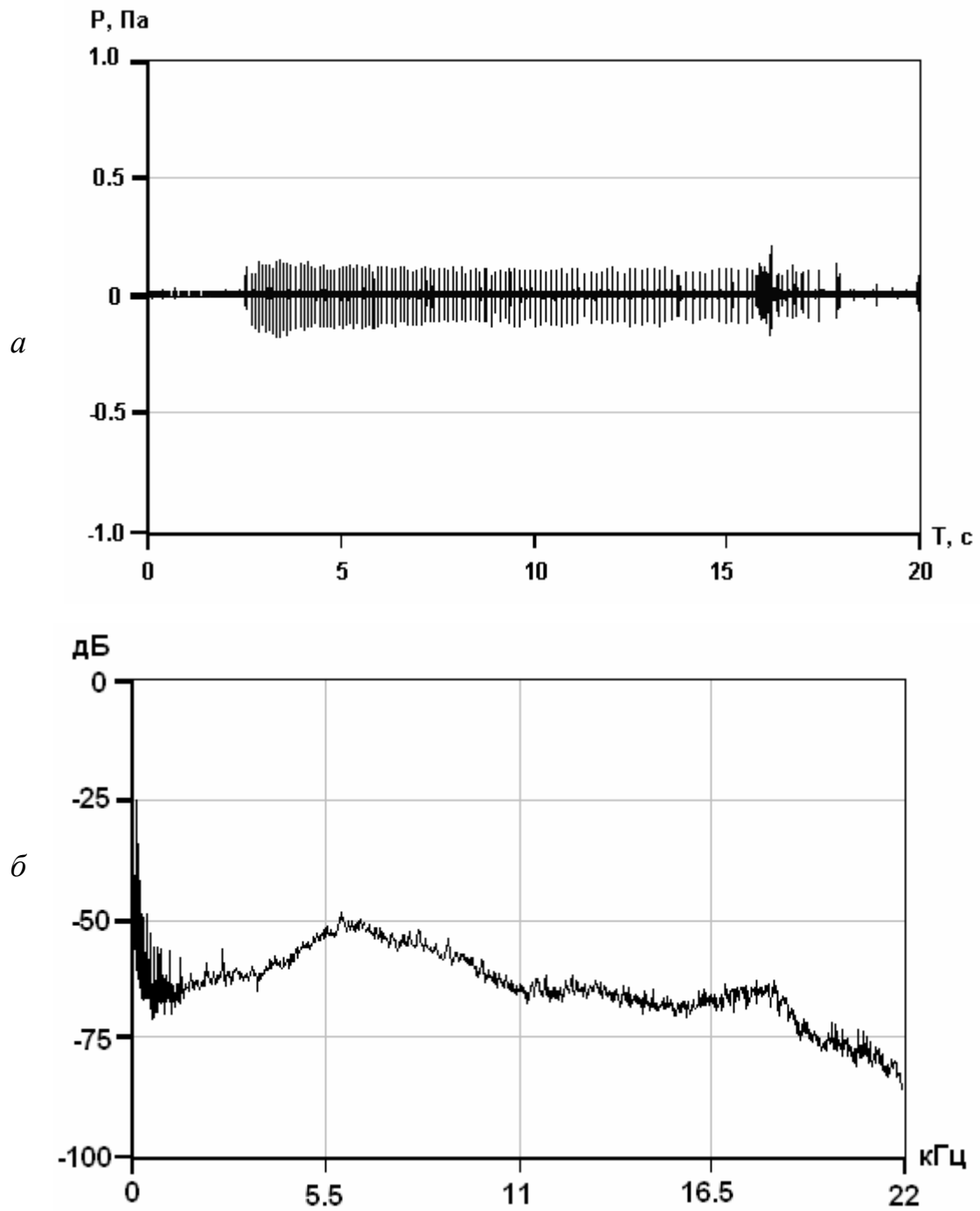


Рис. 3.9. Пример акустического сигнала (a) и его энергетический спектр (b).

На рис. 3.10 представлен еще более сложный сигнал, напоминающий скрежет открываемой двери на фоне высокочастотного свиста. По-видимому, он получился сложением сигналов, представленных на рис. 3.9 и рис. 3.7. Энергетический спектр этого сигнала имеет максимум в высокочастотной области 16–17 кГц.

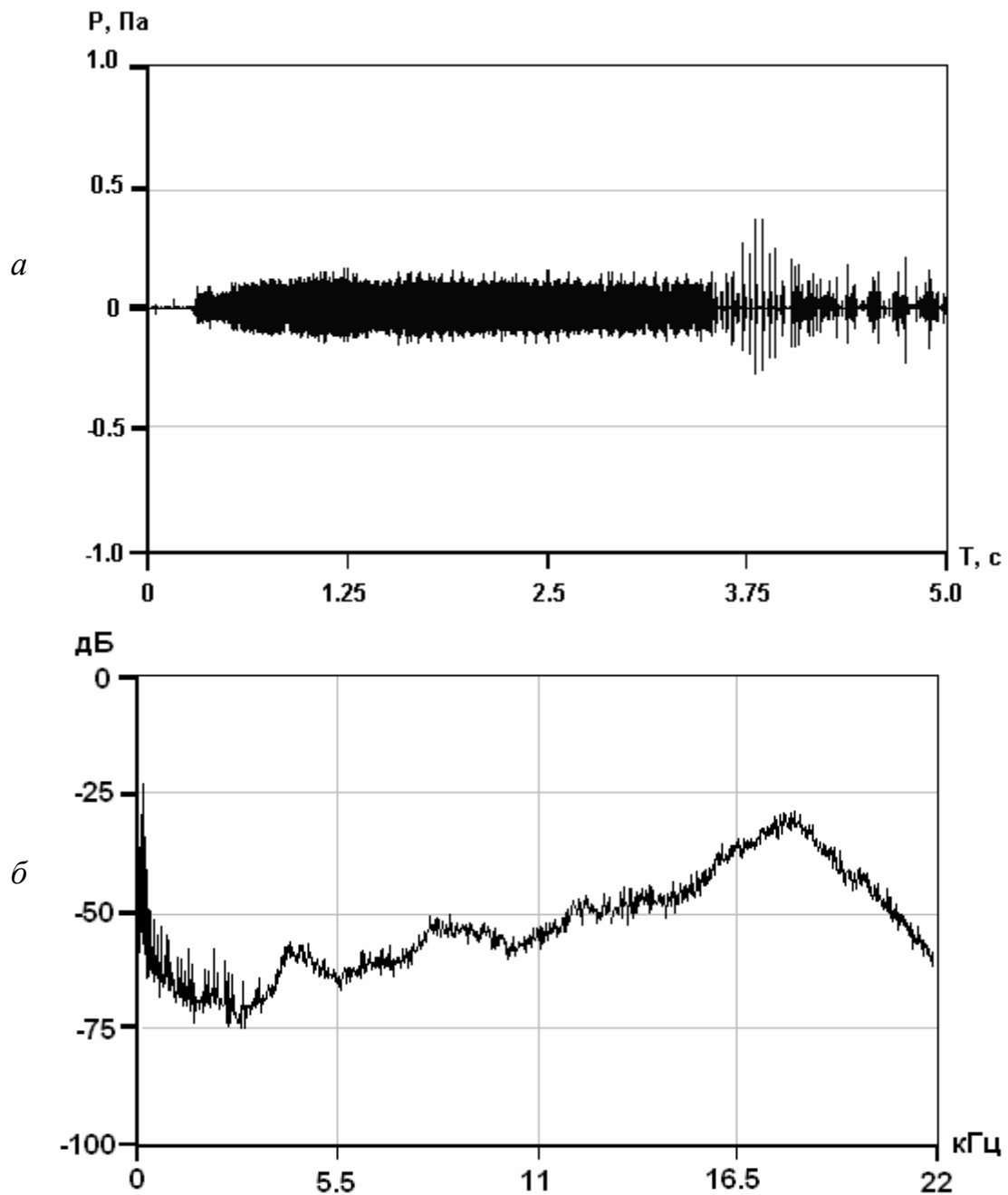


Рис. 3.10. Пример акустического сигнала (*a*) и его энергетический спектр (*б*).

3.1.2. Влияние метеоусловий

Анализ акустических наблюдений в открытых водоемах показал, что наибольшую помеху создают дождь и ветер. Значительное влияние дождя объясняется генерацией высокочастотного шума при столкновении капель воды с поверхностью водоема, а ветер вызывает волнение этой поверхности летом и

движение снежных масс (поземку) по ледовому покрову зимой. Таким образом, влияние ветра в летний и зимний период различаются. На рис. 3.11 представлен пример акустического шума, вызванного дождем (*a*) и его спектр (*б*).

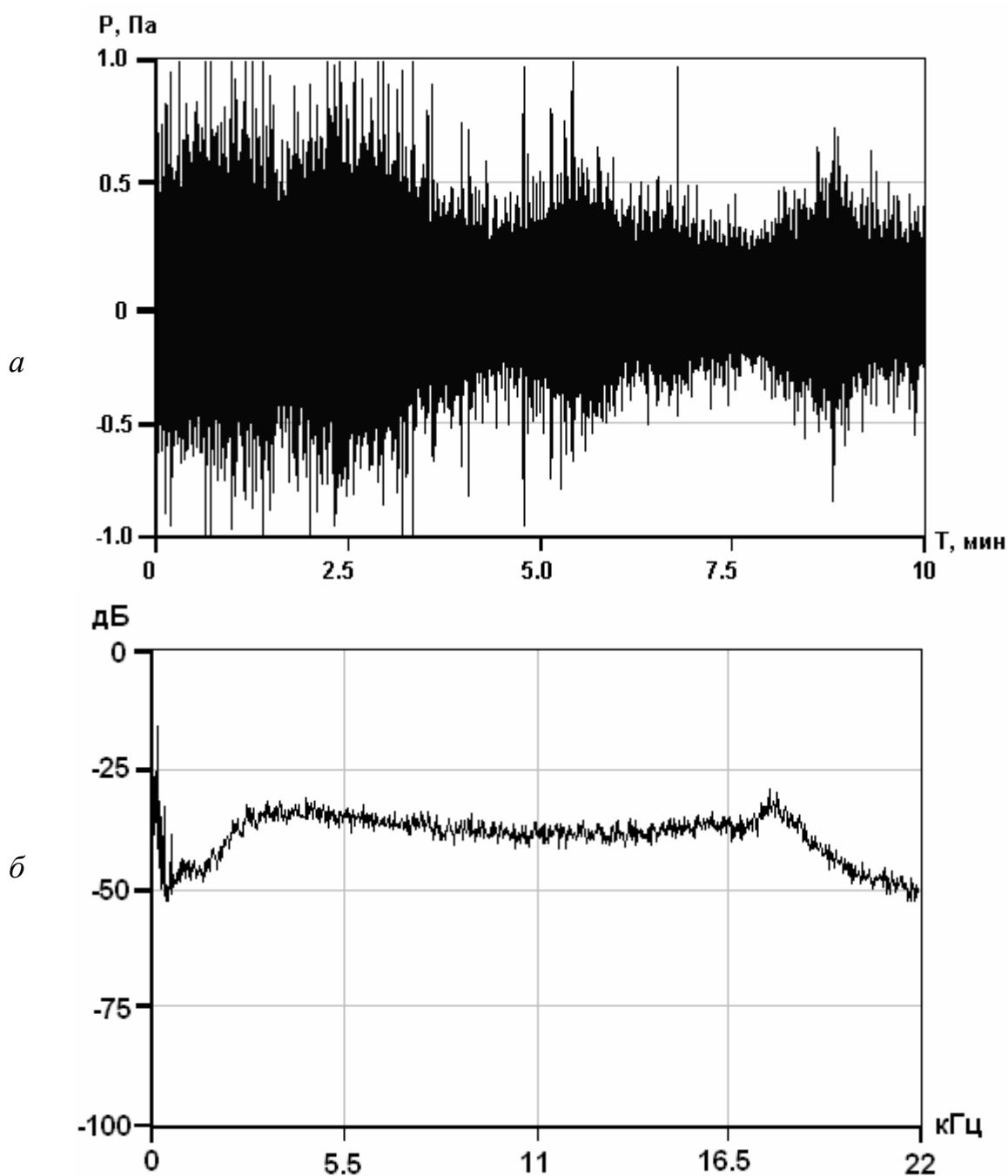


Рис. 3.11. Шум дождя: акустический сигнал (*a*), энергетический спектр (*б*).

Видно, что спектр сигнала по форме близкий к "белому" шуму. Подъем в широком частотном диапазоне связан с импульсными особенностями воздействия дождя.

На рис. 3.12 приведен пример влияния ветра на формирование акустических сигналов летом.

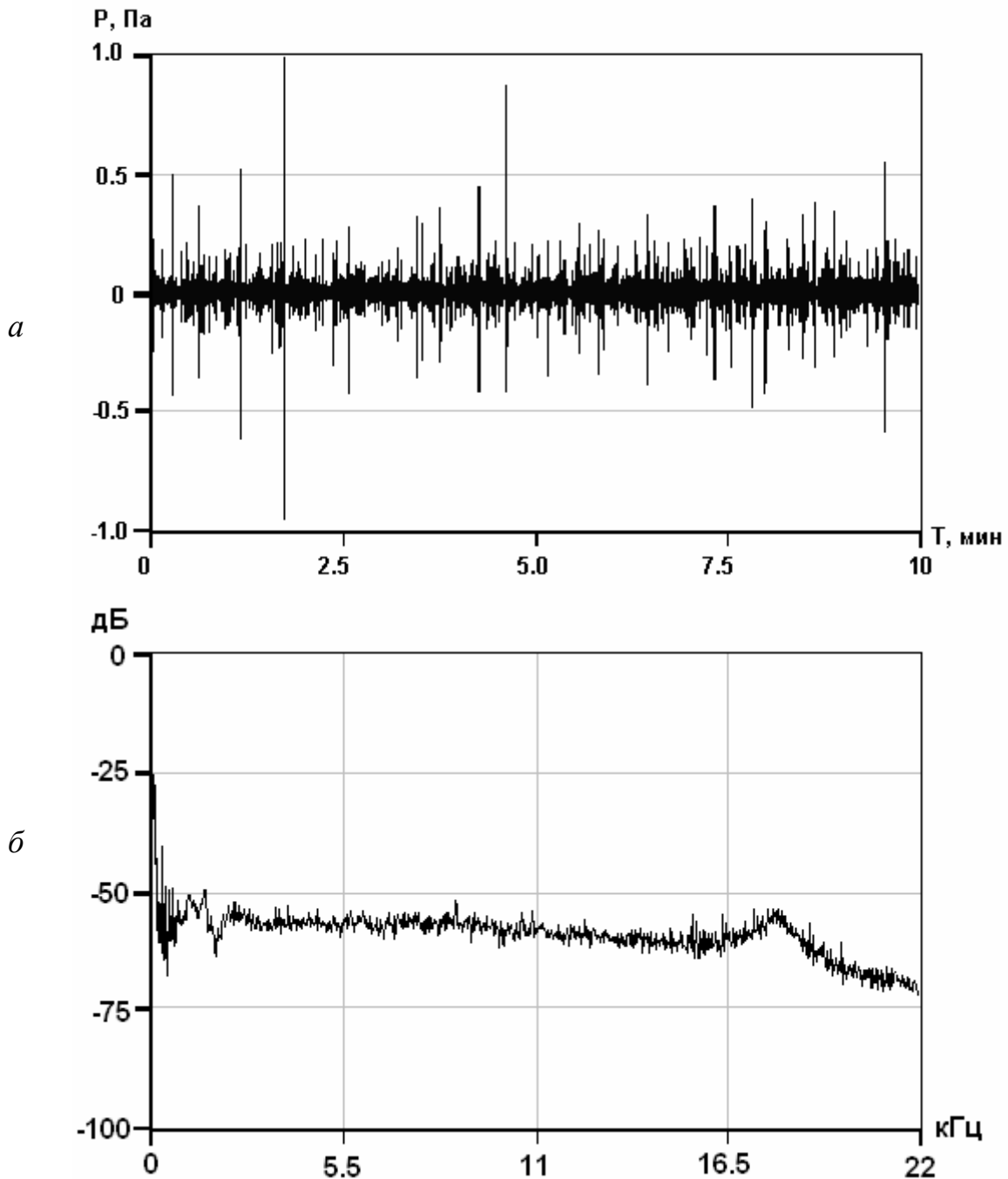


Рис. 3.12. Шум ветра в летний период (а) и его энергетический спектр (б).
Скорость ветра 15-20 м/с.

Ветровая нагрузка на земную поверхность в районе наблюдений создает дополнительные напряжения, в результате чего возникает добавочная акустическая эмиссия, почти не отличающаяся по своим характеристикам от сигналов фонового периода или деформационных возмущений.

В зимнее время, когда водная поверхность покрыта льдом, влияние ветра несколько отличается (рис. 3.13). Подъем спектра в широком диапазоне частот связан с особенностями акустической эмиссии льда.

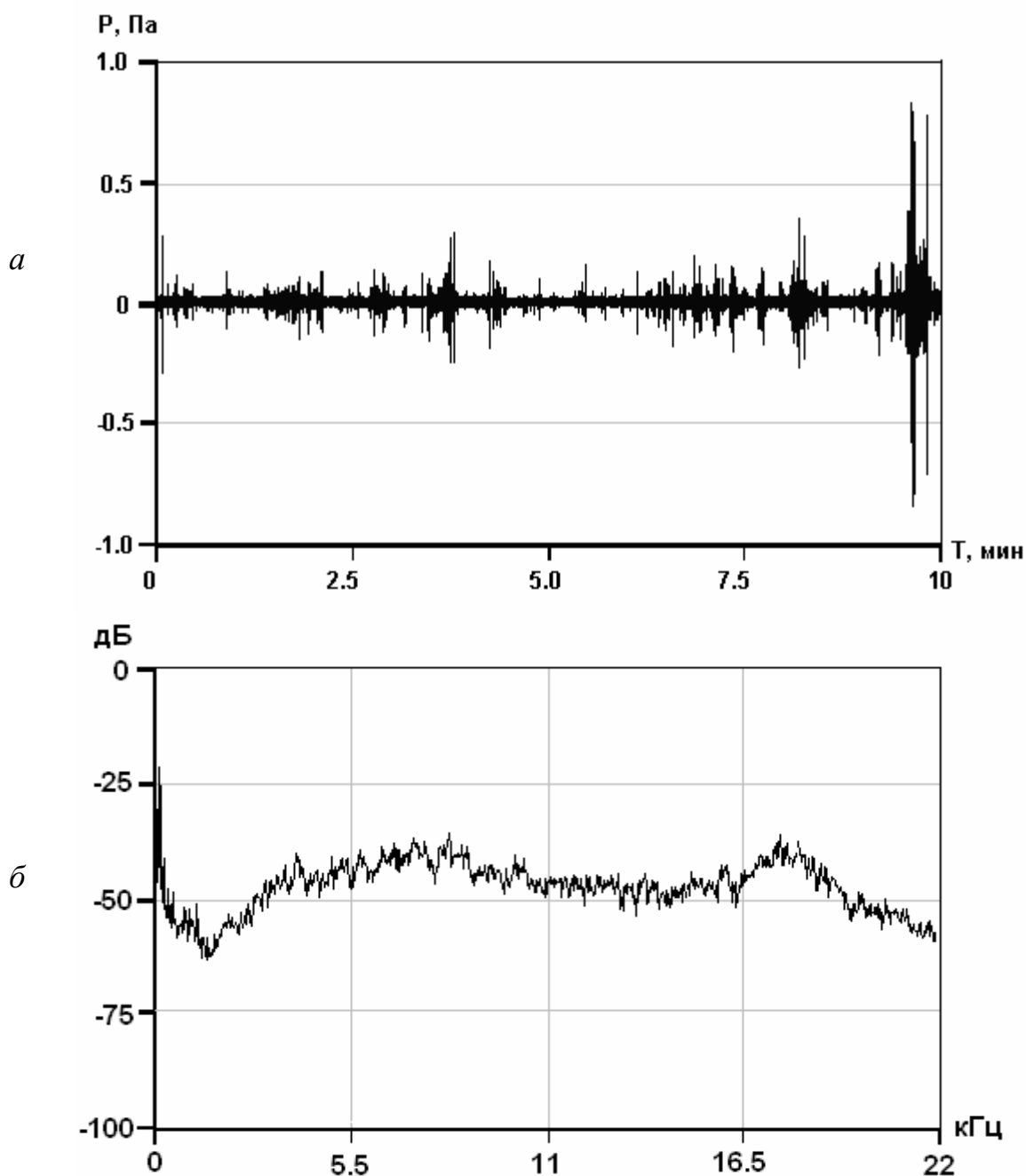


Рис. 3.13. Шум ветра в зимний период (а) и его энергетический спектр (б).
Скорость ветра 15-20 м/с.

Учет дополнительных возмущений звуковой эмиссии под влиянием неблагоприятных погодных условий нетрудно осуществить по данным метеонаблюдений, которые необходимо проводить при работах в водоемах не

только открытого типа. Снежные покровы в несколько метров могут существенно снизить влияние метеоусловий, однако и в этом случае их необходимо учитывать.

3.1.3. Техногенные сигналы

Сигналы техногенного происхождения регистрируются достаточно часто, например, при пролете над пунктом наблюдения самолетов (рис. 3.14) или вертолетов (рис. 3.15).

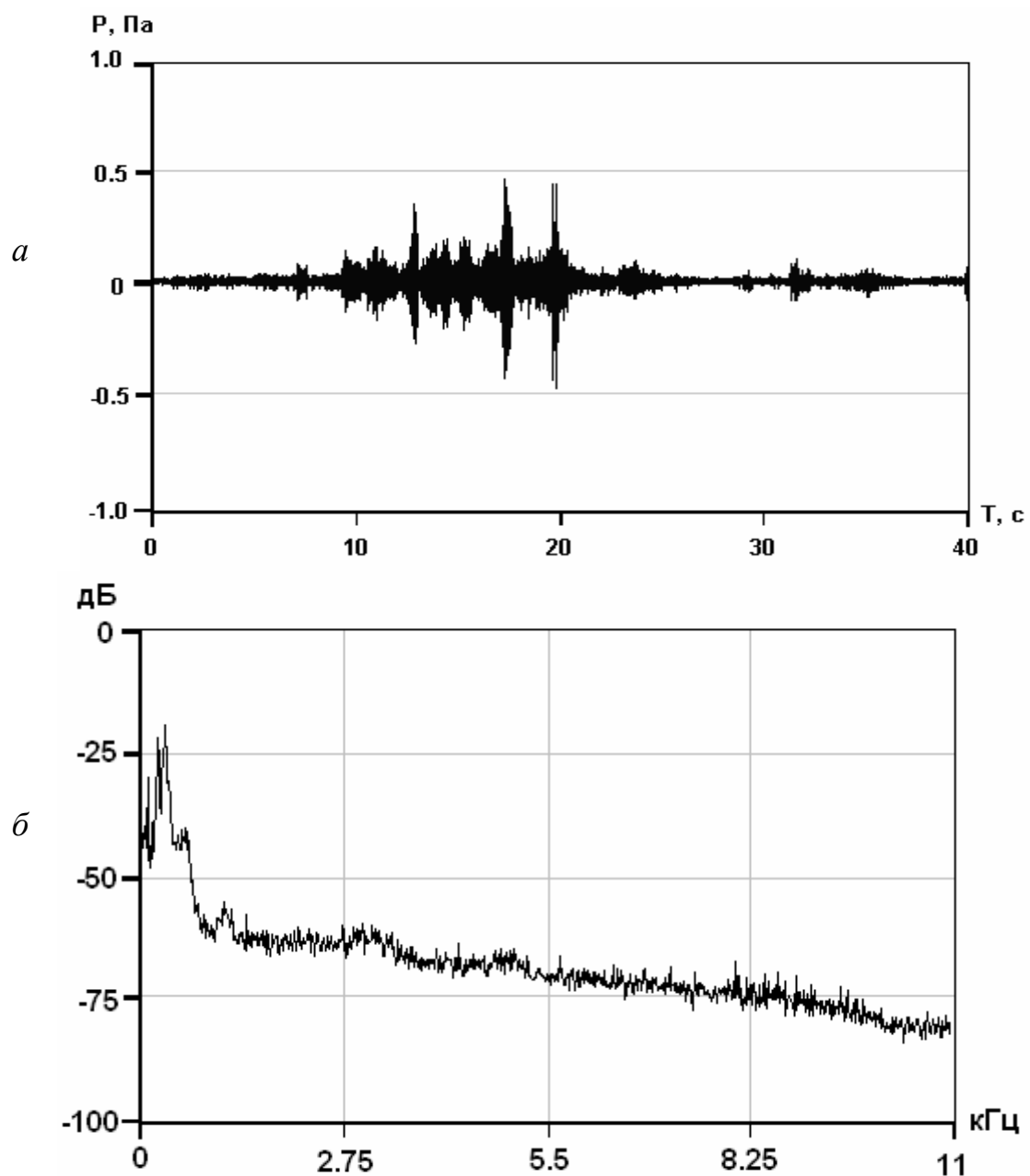


Рис. 3.14. Шумы самолета (а) и их энергетический спектр (б).

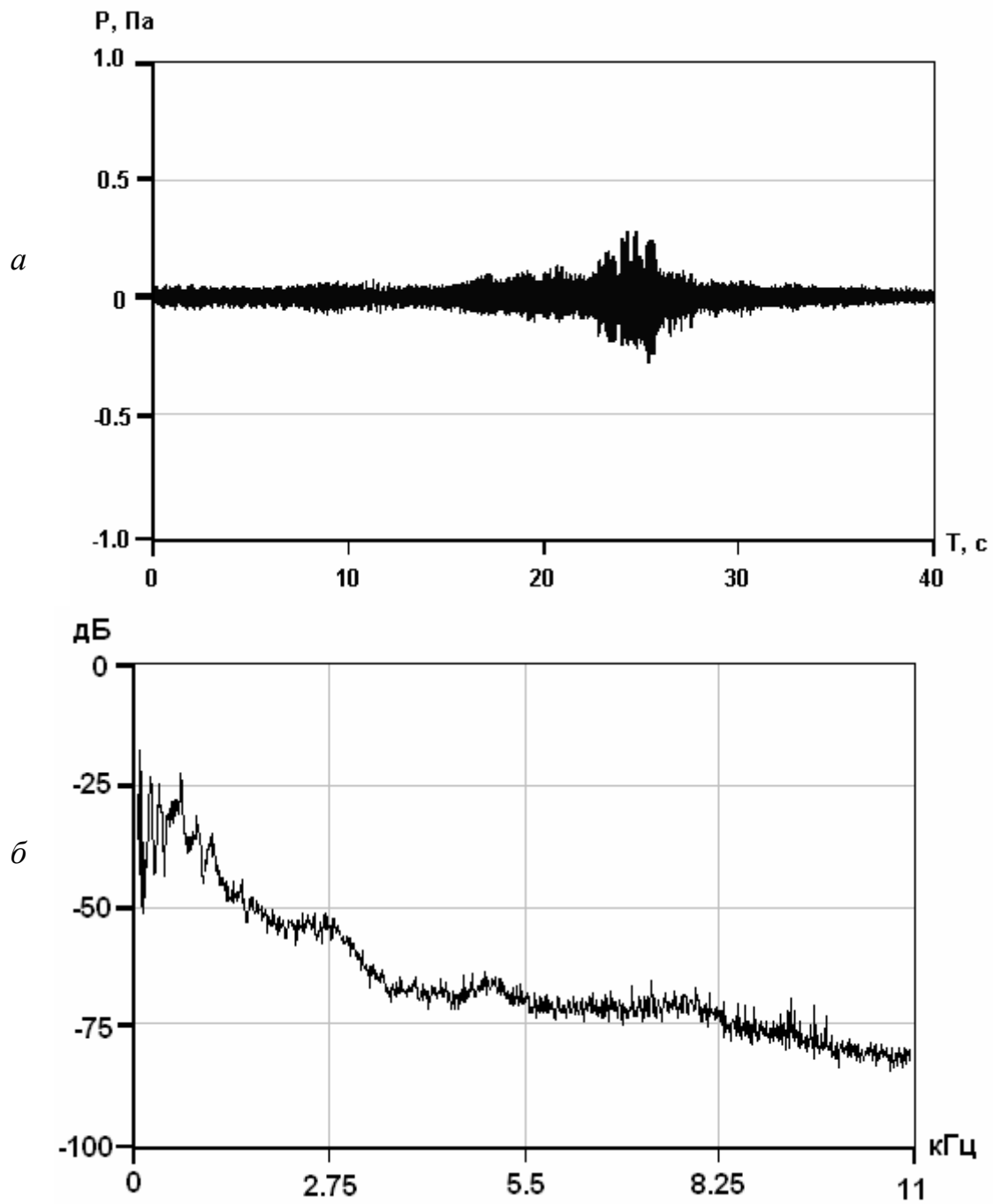


Рис. 3.15. Шумы вертолета (*a*) и их энергетический спектр (*б*).

Эти сигналы достаточно специфичны, их спектр имеет максимум в диапазоне 100 – 500 Гц, поэтому распознавание такой помехи не представляет затруднений.

В зимний период добавляются сигналы снегоходов, проезжающих по поверхности озера возле гидрофона (рис. 3.16). Они также достаточно легко распознаются.

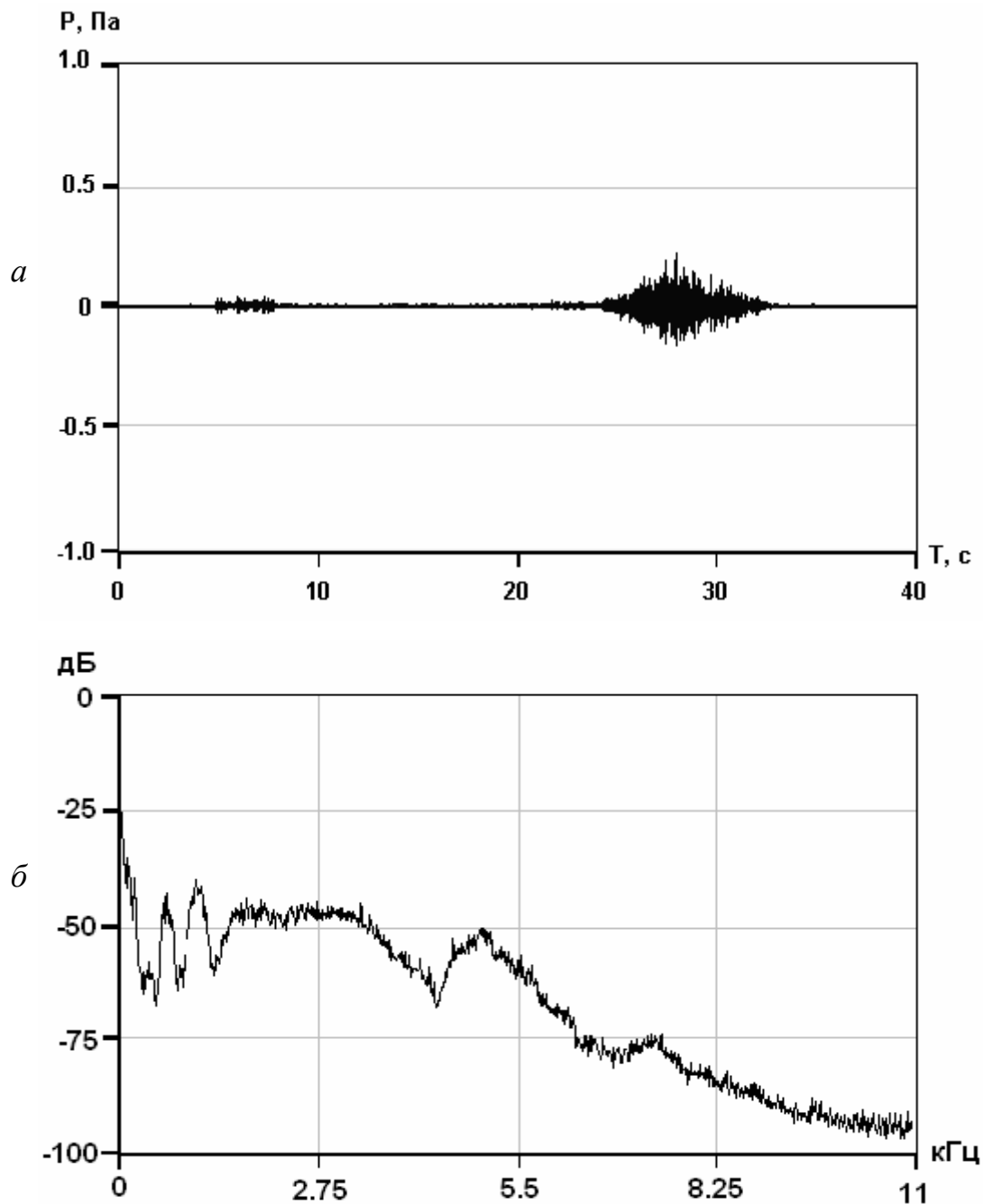


Рис. 3.16. Шумы снегохода (а) и их энергетический спектр (б).

Современные методы автоматического распознавания образов еще существенно уступают возможностям прослушивания сигнала, которые эффективно используются, например, в гидроакустике. Опыт геоакустических наблюдений показывает, что сочетание различных методов распознавания шумов, в том числе и на слух, дает практически безошибочный результат.

3.1.4. Сигналы землетрясений

Помимо сигналов в звуковом диапазоне частот, акустические системы позволяют регистрировать низкочастотные сигналы землетрясений в диапазоне нескольких герц (рис. 3.17). Комплекс на основе направленных гидрофонов, установленный на дне водоема (рис. 2.4а), регистрирует сигнал практически в неискаженной форме. Поперечные упругие колебания, которые распространяются только в грунте, регистрируются через опору корпуса приемной системы (рис. 3.17а).

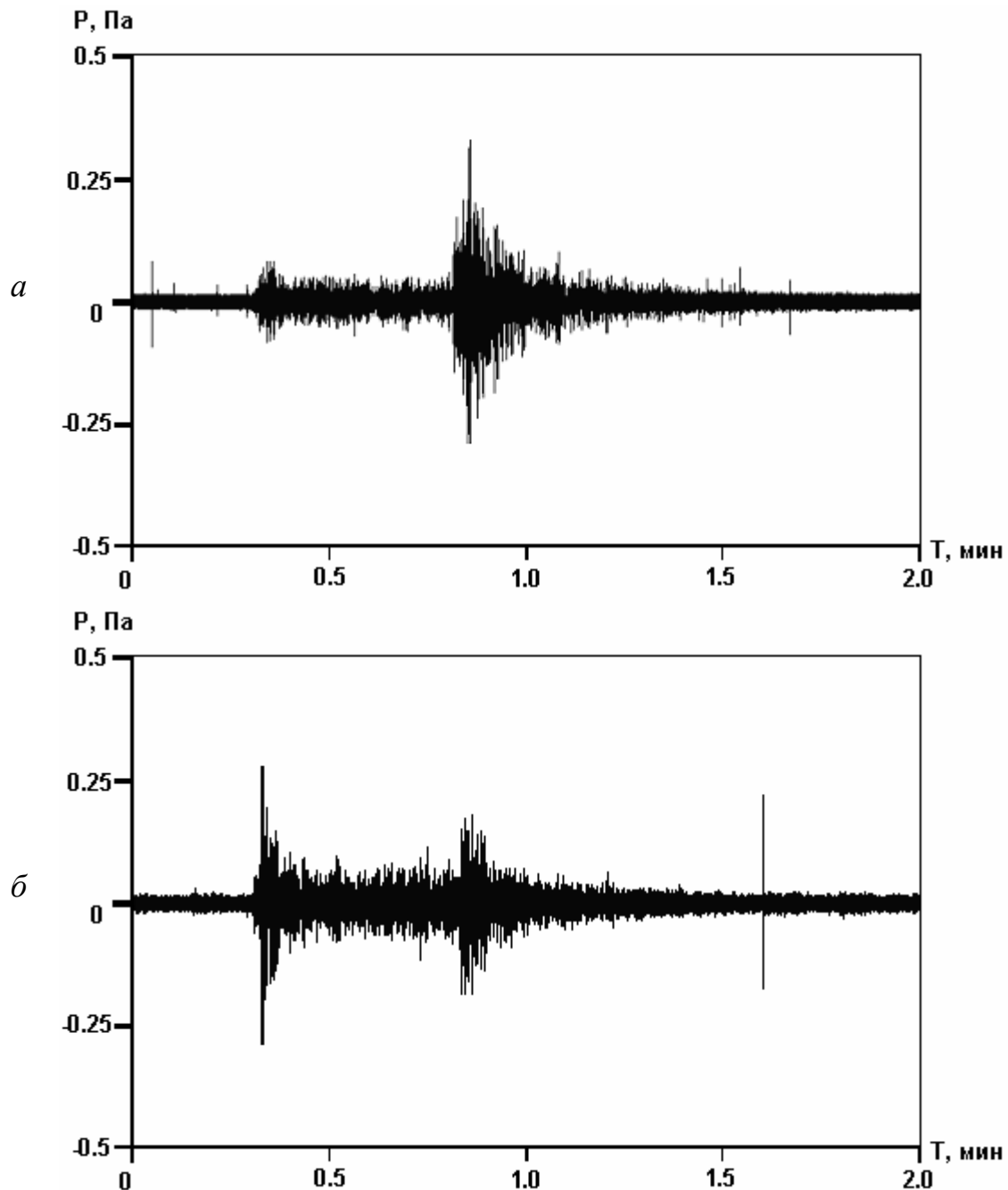


Рис. 3.17. Примеры звукового сигнала землетрясения с направленного гидрофона (а) и комбинированного приемника (б).

В сигнале комбинированного приемника (рис. 2.4з), который подвешен на упругих растяжках для механической изоляции приемника от колебаний конструкции, существенно искажена форма поперечной волны. Пример такого сигнала представлен на рис. 3.17б.

На рис. 3.17 показан звуковой сигнал от землетрясения с энергетическим классом $K = 11.2$, произошедшим 29 апреля 2007 года в 22:55 UT на эпицентральной расстоянии 253 км. Координаты гипоцентра землетрясения 50.72°N , 157.82°E , глубина 32 км. Расстояние между системой направленных гидрофонов и комбинированным приемником менее 10 метров, поэтому можно считать, что они размещены в одной точке.

Амплитуды регистрируемых акустических сигналов землетрясений зависят от энергетического класса событий и расстояния до их эпицентров. На рис. 3.18 показаны графики таких зависимостей по землетрясениям с энергетическими классами от $K = 6$ до $K = 12$ [75]. Значения амплитуд сигналов сейсмических событий с $K > 12$ не представлены, т.к. превышают пределы динамического диапазона приемного тракта (на рисунке пунктирная линия, пересекающая ось ординат, показывает этот предел).

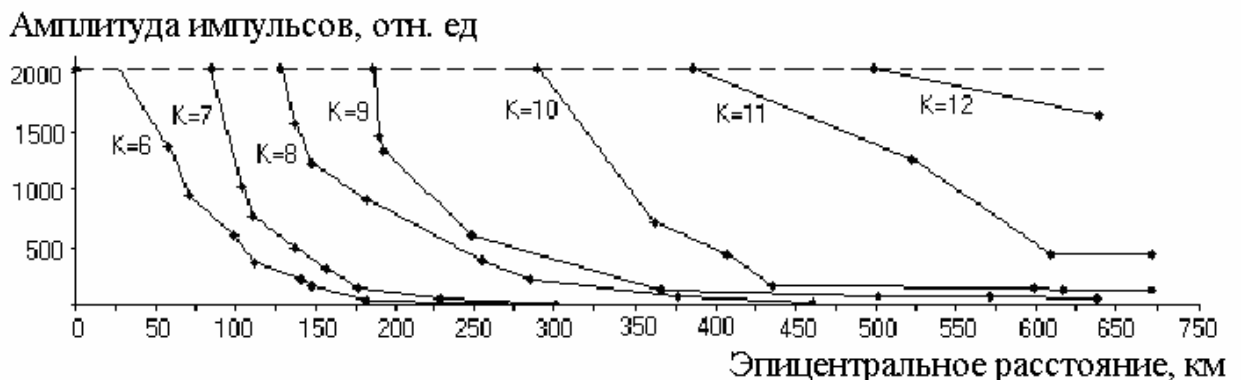


Рис. 3.18. Графики зависимости амплитуд принимаемых сигналов от энергетического класса землетрясений и расстояний до их эпицентров.

Следует заметить, что приход сейсмической волны можно рассматривать как импульсное деформационное воздействие на область акустических наблюдений. При этом среда откликается индуцированной звуковой эмиссией, которую вызывают пластические процессы, инициированные сейсмической

волной. Звуковые проявления (рис. 3.3 – 3.10) медленной фазы формирования разрыва и результат импульсного воздействия удаленного источника на среду наблюдения (рис. 3.17) имеют одинаковую деформационную природу.

3.2. Направленность высокочастотной геоакустической эмиссии

Поскольку прочность пород по отношению к касательным напряжениям меньше, чем к сжатию, будут преобладать сдвиговые источники геоакустической эмиссии. В работах [34 – 36, 167] показано, что ориентация сдвиговых источников обусловлена направлением максимальных касательных напряжений, ориентированных преимущественно под углом 45° к оси наибольшего сжатия. При этом максимумы продольных акустических колебаний приходятся на направления, перпендикулярные этой оси для волны сжатия и совпадающие с ней для волны разряжения (рис. 3.19а). Как правило, волна сжатия по интенсивности больше волны разряжения, что связано с особенностями процессов разрушения и диссипации энергии [167]. Диаграмма излучения поперечных колебаний повернута на 45° относительно диаграммы направленности продольных волн (рис. 3.19б).

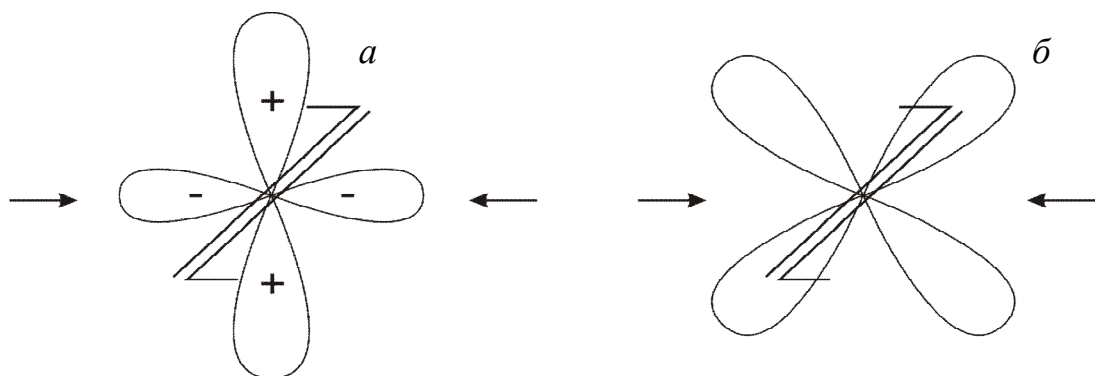


Рис. 3.19. Диаграммы излучения продольных (а) и поперечных (б) акустических колебаний сдвиговыми источниками. Борты сдвига показаны двумя параллельными линиями, ось наибольшего сжатия обозначена стрелками.

С помощью селекции колебаний по поляризации и анализа направленности излучения можно оценить положение главной оси сжатия и выделить

направление на источник деформационных возмущений, а по интенсивности эмиссии определить уровень напряжения [168]. Это возможно, если источник локализован, а диаграмма направленности излучения имеет ярко выраженную анизотропию. Как показано ниже, эти условия выполняются в исследованиях геоакустической эмиссии на озере Микижа.

При регистрации геоакустических сигналов в естественных или искусственных водоемах селекция продольных колебаний осуществляется естественным образом, поскольку поперечные колебания в воде не распространяются. С учетом сложной диаграммы излучения (рис. 3.19а), будут регистрироваться сигналы только от тех сдвиговых источников, ориентация которых соответствует излучению продольных колебаний в сторону приемника. При этом, как показано выше, с учетом небольших расстояний распространения сигналов, эффектами рефракции можно пренебречь.

В фоновые периоды при слабых напряжениях ориентация сдвиговых источников в месте регистрации будет достаточно произвольной. Поэтому диаграмма распределения геоакустического излучения по направлениям (акустическая активность $D(\alpha, t)$) должна соответствовать случаю, показанному на рис.3.20а. Это будет соблюдаться при условии, что структура пород в месте регистрации однородна и, соответственно источники в ней распределены достаточно равномерно.

Активизация пластического процесса при возникновении удаленного источника напряжений, например связанного с подготовкой землетрясения, приведет к появлению в области регистрации достаточно большого числа одинаково сориентированных, под действием общих сил, сдвиговых источников (рис. 3.20б). В таких условиях в точке приема преимущественно будут регистрироваться сигналы с направлений, совпадающих или перпендикулярных оси наибольшего сжатия. Таким образом, в диаграмме акустической активности $D(\alpha, t)$ должны наблюдаться максимумы, анализ которых позволит оценивать ориентацию оси наибольшего сжатия и выделять направление на источник деформационных возмущений.

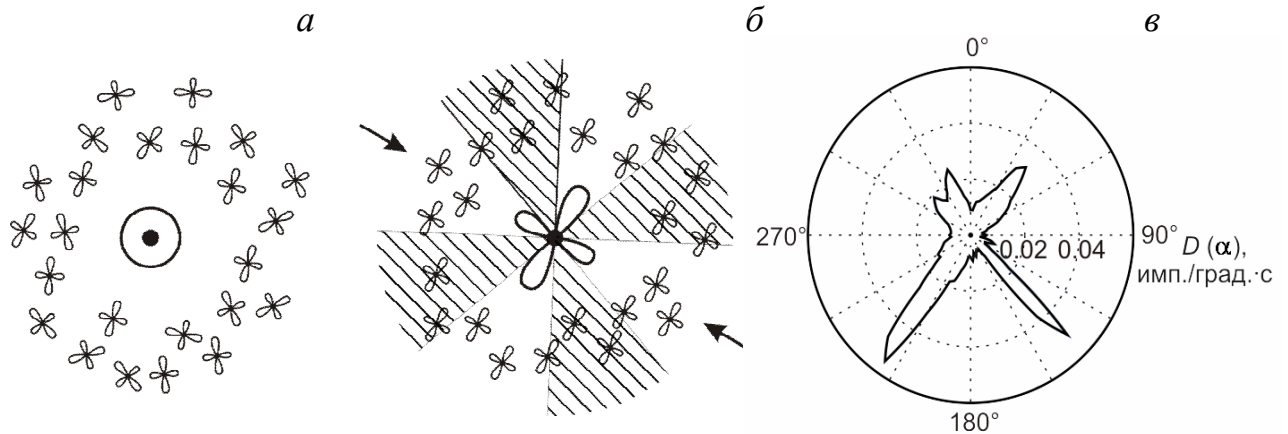


Рис. 3.20. Схема ориентации сдвиговых источников относительно места наблюдений в фоновый период (а) и при возникновении удаленного источника напряжений (б). Точкой показано место наблюдения, толстая линия вокруг – примерная диаграмма акустической активности по направлениям, заштрихованные области – зоны расположения источников, не излучающих сигнал в направлении приемника. Ось наибольшего сжатия обозначена стрелками, в - пример диаграммы азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ 14.08.2008 г. перед землетрясением, произошедшим в 6.03 UT 15.08.2008 г.

В реальных условиях наблюдения, когда источники возникают в существенно неоднородных по структуре и прочности осадочных породах, в диаграмме акустической активности $D(\alpha, t)$ по направлениям должны наблюдаться искажения и асимметрия максимумов (рис. 3.20в).

3.2.1. Направленность эмиссии в фоновые периоды

Комбинированный приемник был установлен на Камчатке у дна озера Микижа на глубину примерно 4 метра в период осень 2004 – весна 2005 года, далее он был снят и установлен заново в октябре 2006 года. Место второй установки отдалено на 10 метров на юго-восток относительно первого его положения.

Оценка направленности геоакустической эмиссии в фоновые периоды производилась в дни, когда отсутствовали ярко выраженные продолжительные акустические аномалии, обусловленные активизацией деформационного процесса

или плохими погодными условиями. В качестве примера такого периода на рис. 3.21 представлены графики акустического сигнала за 15 ноября 2004 года. На рисунке сплошной линией показан график накопленного за 4 секунды акустического давления P_s в наиболее информативном частотном диапазоне 2 – 6.5 кГц. Это сигнал 6-го канала системы фильтрации, описанной в главе 2 (рис. 2.11). Штриховой линией показан график интегральной акустической активности $\Omega(t)$ (Правая шкала по оси ординат). Как видно из графиков, в сигнале присутствуют лишь случайные выбросы со значительными спокойными периодами между ними. Среднее значение акустической активности составляет 0.19 имп./с.

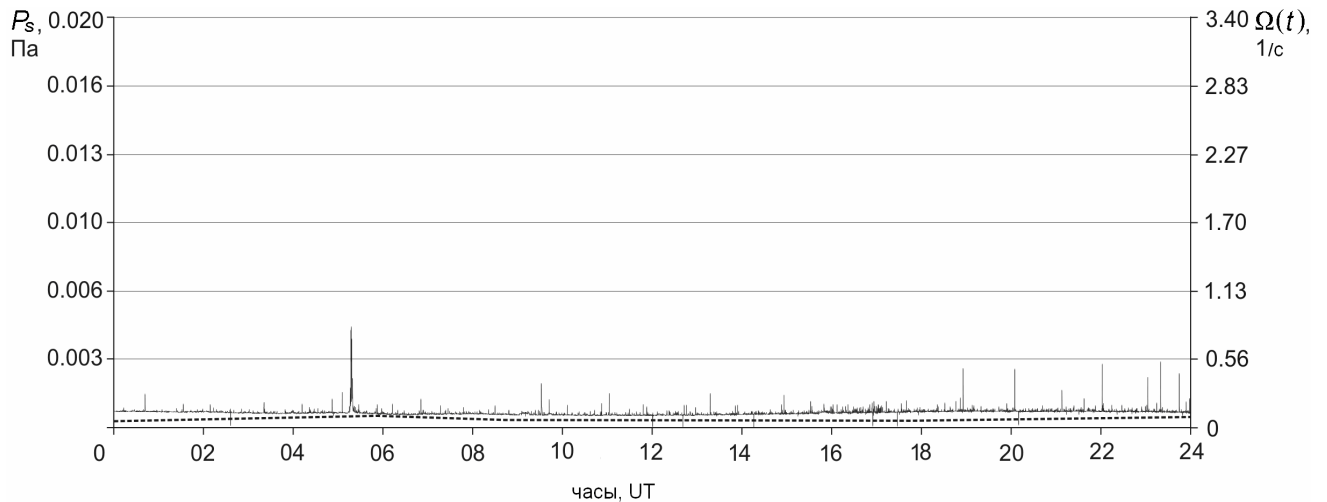


Рис. 3.21. Графики накопленного за 4 с акустического давления P_s в диапазоне 2 – 6.5 кГц (сплошная линия) и интегральной акустической активности $\Omega(t)$ (штриховая линия) 15.11.2004 года.

На диаграмме азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ в этот период, так же не наблюдается сильных выбросов (рис. 3.22) по каким-либо отдельным направлениям. При этом регистрируется несколько повышенная активность импульсов с направлений, соответствующих азимутам от 20° до 60° и от 210° до 240° .

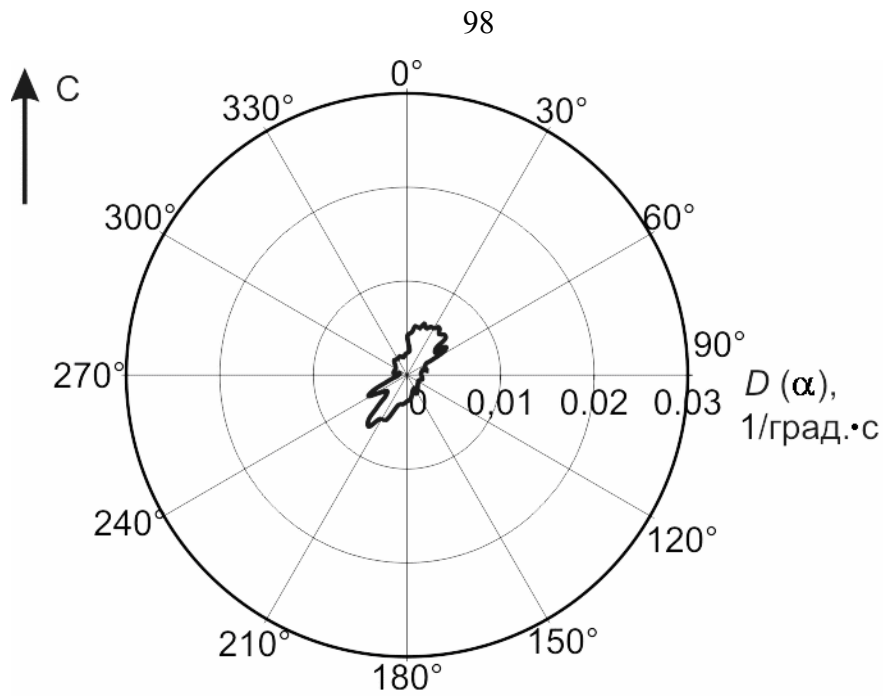


Рис. 3.22. Диаграмма азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ 15.11.2004 года

Для сравнения на рис. 3.23 в том же масштабе приведены усредненные диаграммы азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ в фоновые периоды: ноябрь 2007 г. – февраль 2008 г. и май – июнь 2008 г.

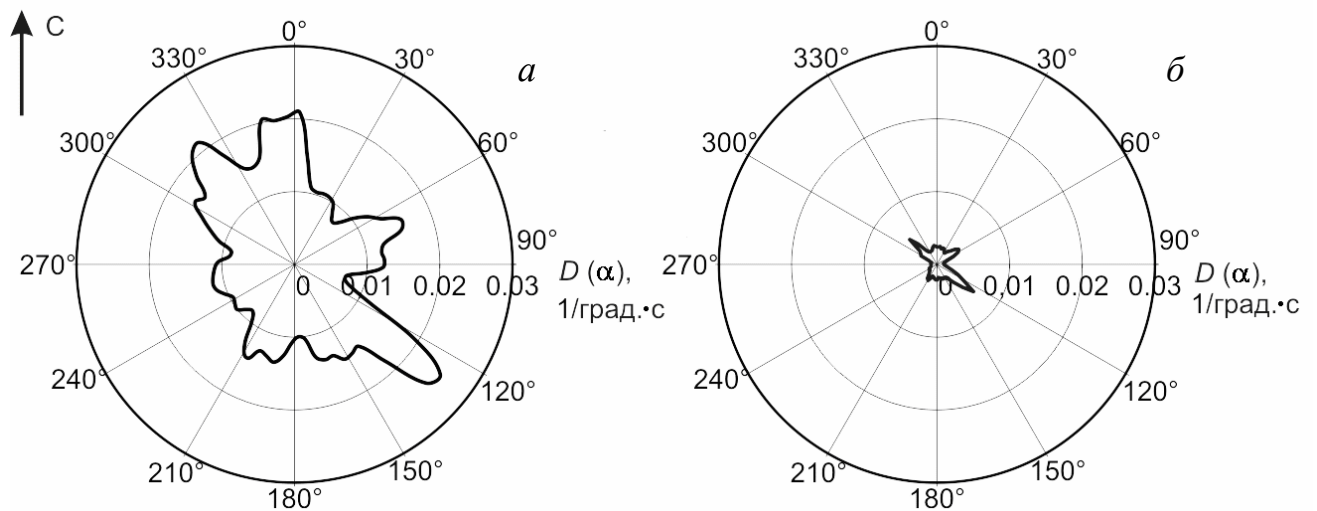


Рис. 3.23. Усредненные диаграммы азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ в фоновые дни временных периодов: ноябрь 2007 г. – февраль 2008 г. (а), май – июнь 2008 г. (б).

Как и ранее, в этих интервалах времени выбирались дни, когда отсутствовали деформационные и атмосферные возмущения. Интегральная акустическая активность $\Omega(t)$ в первый период в среднем составила 0.63 имп./с, во второй – 0.14 имп./с. Как видно из представленных на рис. 3.23 диаграмм, в спокойные дни направленность геоакустических импульсов анизотропная, в обоих случаях регистрируется повышенная активность с юго-востока и северо-запада, и структура дополнительных лепестков во многом повторяется. Отличия в активности эмиссии имеют сезонный характер, что подтверждается графиком ее сезонных изменений (рис. 3.24).

По множеству нерегулярно расположенных лепестков диаграмм направленности эмиссии на рис. 3.23 можно судить о сложном характере напряжений, а по асимметрии расположения максимумов излучения можно сделать вывод о неоднородности свойств среды вокруг точки наблюдений.

Непрерывные наблюдения в период с августа 2007 г. по декабрь 2012 г. позволили построить график сезонных изменений акустической активности $\Omega(t)$ (рис. 3.24) с усреднением в суточном временном интервале. Как видно, ее поведение хорошо аппроксимируется синусоидой, максимум которой приходится на осень, а минимум – на весну. Можно отметить сезонные и годовые вариации акустической активности, а также заметную повторяемость ее локальных максимумов.

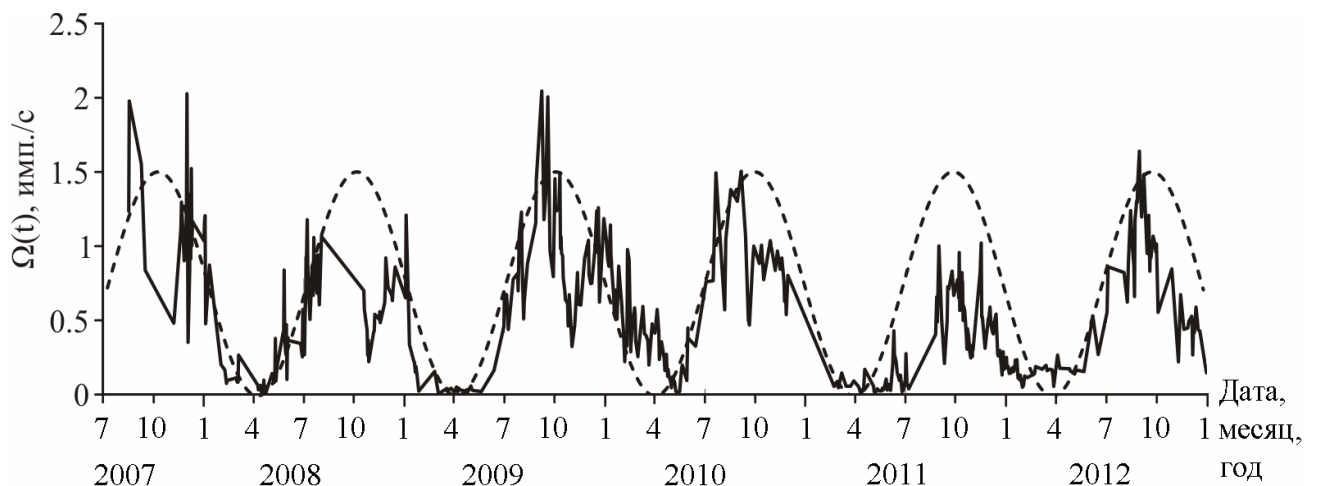


Рис. 3.24. Сезонные изменения акустической активности $\Omega(t)$ (сплошная линия) и график синусоиды для сравнения (пунктирная линия).

3.2.2. Направленность эмиссии в периоды деформационных изменений

Как указывалось ранее, на фоне плавных сезонных вариаций геоакустической эмиссии возникают кратковременные (в течение суток) интенсивные возмущения, обусловленные деформационными изменениями в осадочных породах в пункте наблюдения. Представляет интерес исследование анизотропии геоакустического излучения в эти периоды. В качестве примера на рис. 3.25 приведены графики акустического сигнала за 10 ноября 2004 года. В этот день в 21:47 UT на расстоянии 15 км по азимуту 107° относительно измерительной системы произошло землетрясение класса 9.1, координаты гипоцентра 52.95°N , 158.44°E , (здесь и далее приведены оперативные данные по землетрясениям КФ ГС РАН). Несмотря на достаточно низкий класс события, в период с 4 до 11 часов наблюдалось значительное увеличение интенсивности акустического давления P_s в диапазоне 2 – 6.5 кГц и, одновременно с этим, увеличение акустической активности $\Omega(t)$ (рис. 3.25). Такой сильный отклик эмиссии, вероятно, обусловлен близким расстоянием до эпицентра землетрясения. Из рис. 3.25 видно, что между графиками геоакустической эмиссии в диапазоне 2 – 6.5 кГц и активностью геоакустических импульсов существует ярко выраженная связь.

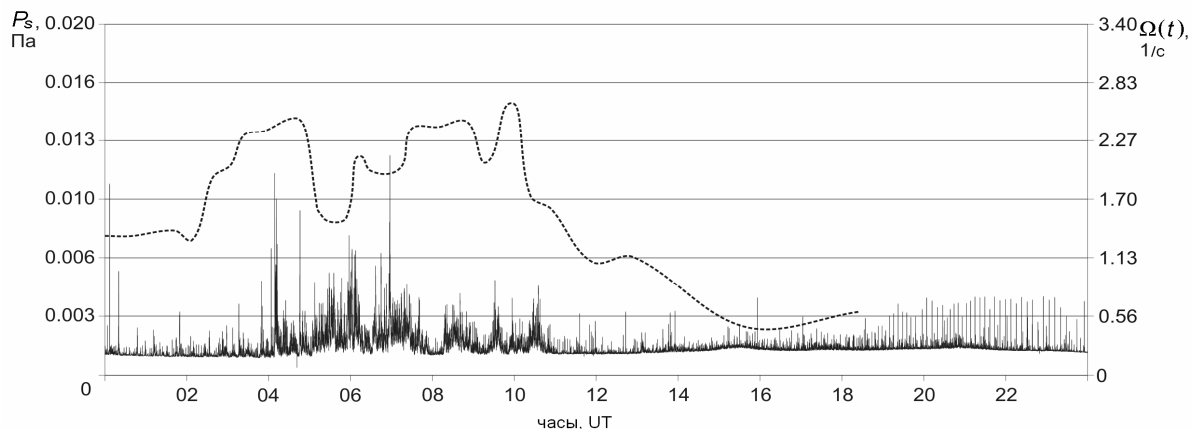


Рис. 3.25. Графики накопленного за 4 с акустического давления P_s в диапазоне 2 – 6.5 кГц (сплошная линия) и интегральной акустической активности $\Omega(t)$ (штриховая линия) за 10.11.2004 г.

Спад активности в моменты наибольшего значения эмиссии в диапазоне 2 – 6.5 кГц (в период с 5 до 8 часов) обусловлен высокой частотой следования импульсов, приводящей к их наложению друг на друга и, как следствие - невозможностью раздельного выявления. Следует отметить, что увеличение акустической активности в данном примере происходит примерно за 2 часа до появления явных аномалий эмиссии в диапазоне 2 – 6.5 кГц. Это свидетельствует о том, что в начальный момент, при росте деформаций, происходит генерация геоакустических импульсов с достаточно невысокой частотой следования около 1 имп./с, которые не оказывают существенного влияния на поведение P_s , но при этом выявляются счетчиком потока импульсов. Дальнейшее нарастание напряжений добавляет многочисленные, сильно искаженные импульсы, которые формируют геоакустический шум, заметно увеличивающий сигнал геоакустической эмиссии в диапазоне 2 – 6.5 кГц, но практически не влияющий на количество автоматически выявляемых импульсов акустической активности. При снижении напряжений наблюдается обратный процесс.

На рис. 3.26 представлена диаграмма азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ для этого периода. Толстой линией для сравнения показана фоновая активность 15.11.2004 (рис. 3.22). Здесь и далее стрелкой показано направление из эпицентра землетрясения.

Из диаграммы видно, что в периоды роста интенсивности геоакустического излучения наблюдается значительное увеличение потока импульсов и анизотропии их направленности по сравнению с фоновым периодом. Наибольшая активность в данный период наблюдается в достаточно узком диапазоне направлений 15 – 35 градусов. Кроме этого, несколько меньшее повышение активности регистрируется и в диапазоне направлений 195 – 250 градусов. В максимальном случае по азимуту 25 градусов активность превышает фоновую в 7 раз. Усредненная интегральная активность $\Omega(t)$ в период аномалии геоакустической эмиссии для этого случая составила 1.28 имп./с, что в 6.74 раза больше фона.

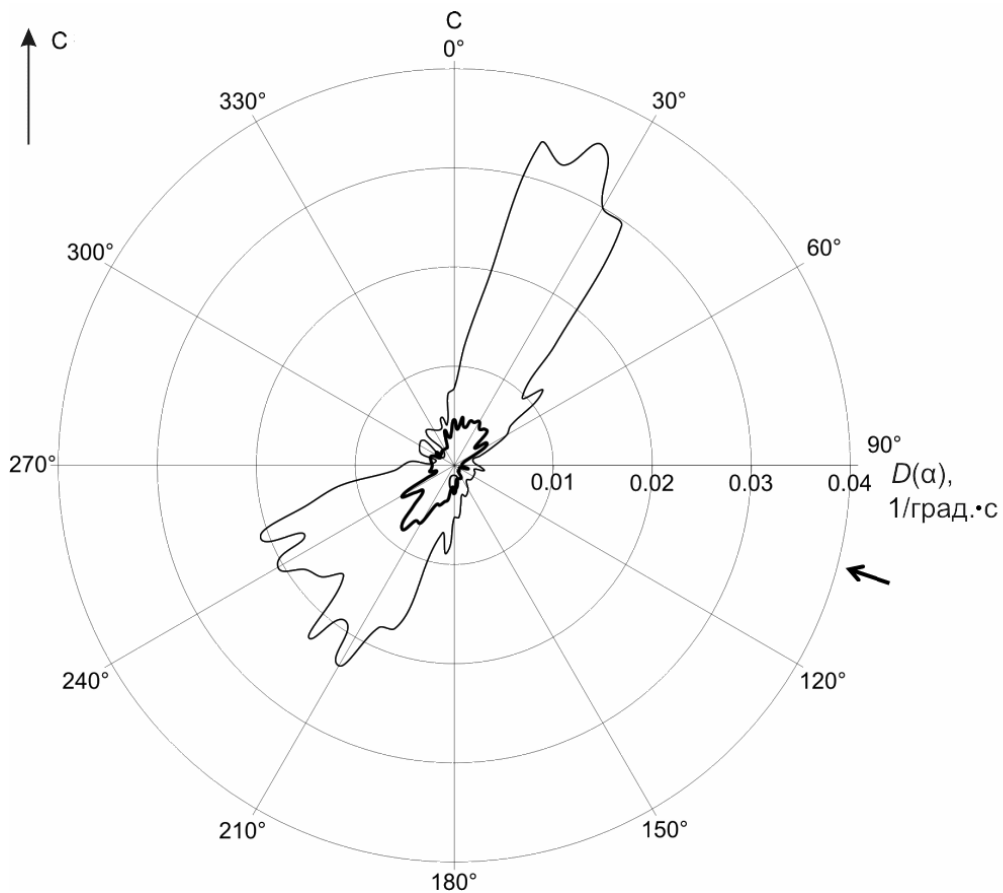


Рис. 3.26. Диаграмма азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ 10.11.2004 г. (тонкая линия) и фоновая акустическая активность 15.11.2004 г. (толстая линия).

На рис. 3.27 представлен пример анизотропии направленности геоакустической эмиссии, зарегистрированной 14.12.2007 г. за сутки перед землетрясением достаточно высокого класса $K=11.6$, произошедшим 15.12.2007 г. в 9:00 UT на эпицентральной расстоянии 175 км по азимуту 114° , координаты гипоцентра 52.34°N , 160.61°E . Аномалия эмиссии длилась семь часов с 3 до 10 часов 14.12.2007 г. Толстой линией для сравнения показана усредненная фоновая активность за период ноябрь 2007 г. – февраль 2008 г. (рис. 3.23а). В данном случае наибольшая активность импульсов наблюдается с направлений 10 – 20 градусов. Кроме этого, несколько меньшее повышение активности регистрируется и с диапазона направлений 60 – 80 градусов.

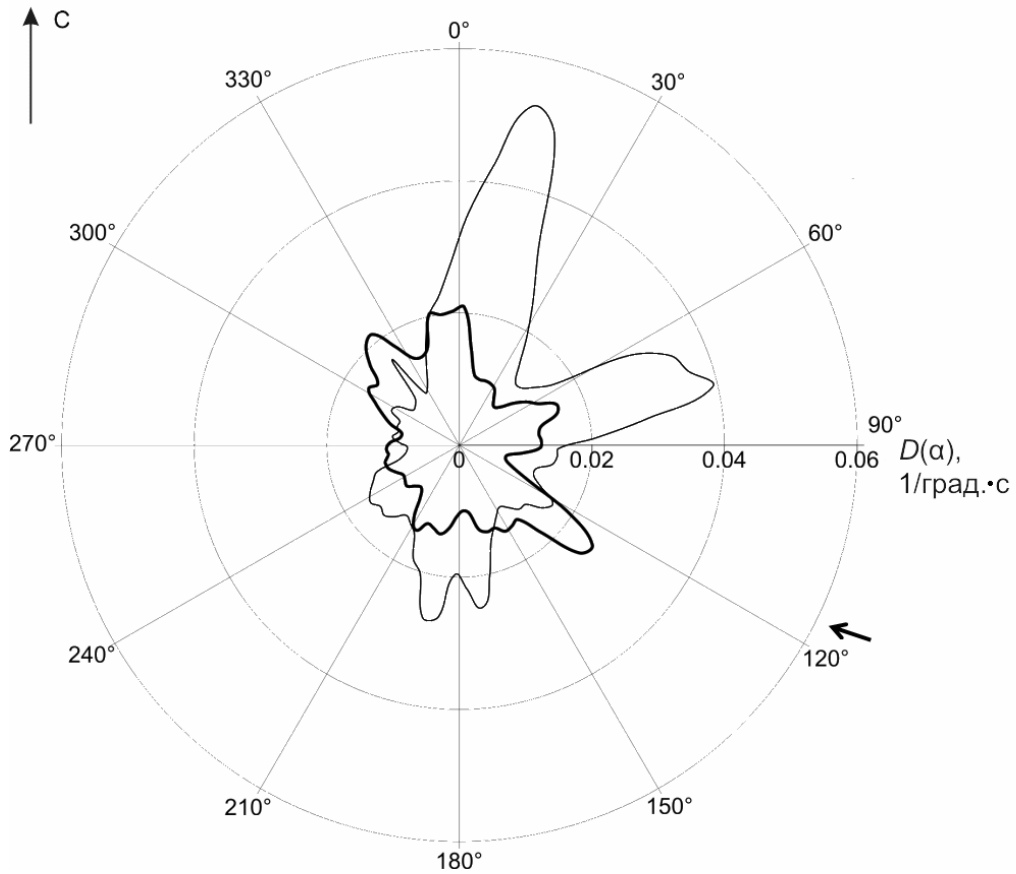


Рис. 3.27. Диаграмма азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ 14.12.2007 г. (тонкая линия) и фоновая акустическая активность за период ноябрь 2007 г. – февраль 2008 г. (толстая линия).

На рис. 3.28 представлен пример анизотропии направленности геоакустической эмиссии, зарегистрированной 14.05.2008 г. за сутки перед землетрясением класса $K=11.1$, произошедшим 15.05.2008 г. в 5:49 UT на эпицентральной расстоянии 127 км по азимуту 104° , координаты гипоцентра 52.7°N , 160.06°E . Аномалия эмиссии продолжалась восемь часов с 0 до 8 часов 14.05.2008 г. Толстой линией для сравнения показана усредненная фоновая активность за период май – июнь 2008 г. (рис. 3.23б). Наибольшая активность импульсов наблюдается в направлении 30° . Кроме этого несколько меньшее повышение активности регистрируется и с диапазона направлений $330 - 340$ градусов.

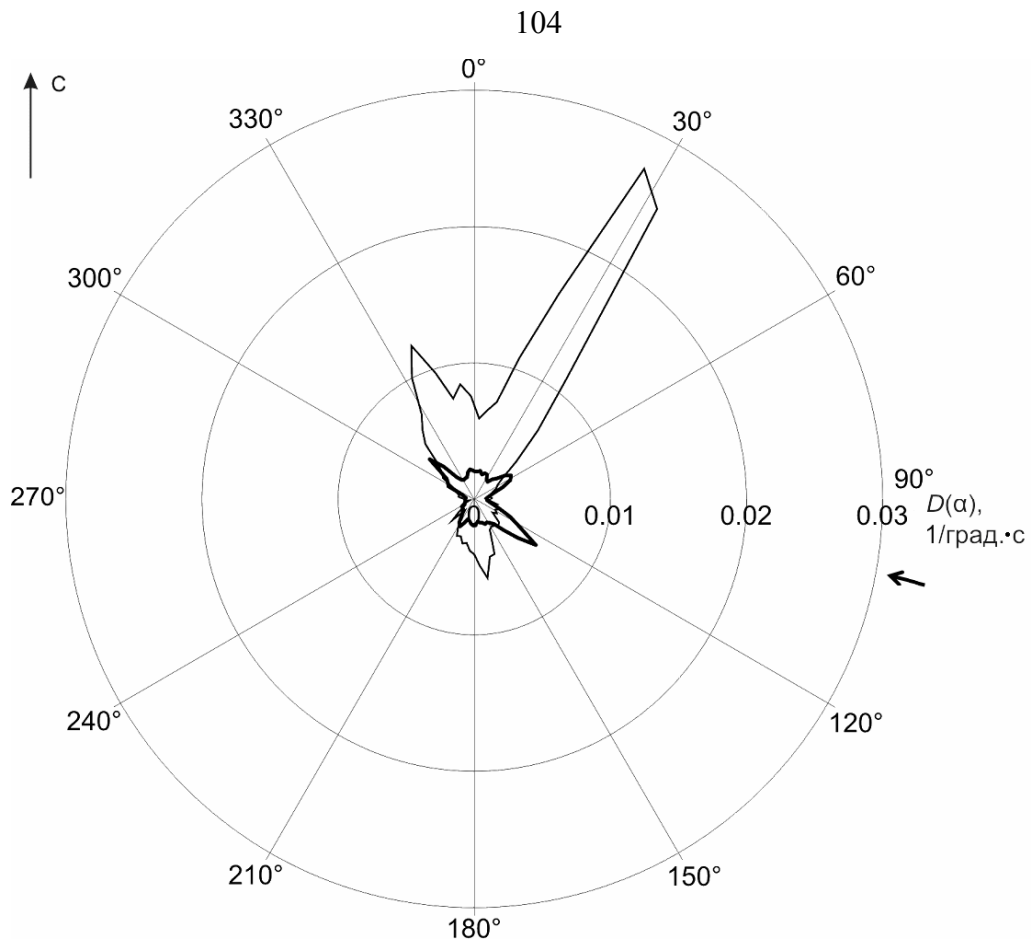


Рис. 3.28. Диаграмма азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ 14.05.2008 г. (тонкая линия) и фоновая акустическая активность за период май – июнь 2008 г. (толстая линия).

Несмотря на то, что все представленные землетрясения произошли по азимуту 100 – 115 градусов относительно пункта наблюдения (это направление является наиболее сейсмически активным для данного региона), перед событиями регистрировались аномальные повышения активности импульсов в направлениях, близких к 15 – 30 градусам, хотя в целом графики конечно несколько различаются. Следует отметить, что при этом ни одна из активных областей не соответствует направлению на эпицентр землетрясения. С учетом того, что приемником в воде могут регистрироваться только продольные колебания, можно оценить ось наибольшего сжатия пород, как направление, перпендикулярное положению максимума геоакустического излучения [168]. Ее исследованию будет посвящена одна из следующих глав.

3.3. Суточная вариация высокочастотной геоакустической эмиссии

Изучение фоновых характеристик геоакустической эмиссии и, в первую очередь, выявление в геоакустических шумах периодических составляющих, соответствующих суточным и полусуточным волнам, их последующий анализ, важен для понимания физики регистрируемых эффектов и объяснения причин связи эмиссии с локальными деформациями в пунктах наблюдений. В ряде публикаций, посвященных исследованиям высокочастотного сейсмического шума [130 – 132] и геоакустической эмиссии в диапазоне десятков - сотен герц, наблюдаемой в скважинах [15, 40, 41], было показано аномальное поведение периодических составляющих перед сильными землетрясениями. Целесообразно было проанализировать наличие таких аномалий в периодических вариациях высокочастотной геоакустической эмиссии. Для выявления суточных и полусуточных составляющих использовались данные с системы направленных гидрофонов (рис. 2.4а), установленной у дна озера Микижа.

В результате просмотра данных геоакустической эмиссии было выявлено наличие вариации, амплитуда которой достигала максимума в период с 4 до 5 часов UTC (дневное время в месте регистрации). Анализ записей геоакустических шумов (рис. 3.29) во время максимума и минимума этой вариации, показал, что в максимуме (рис. 3.29а) акустический сигнал более зашумлен. При спектральном анализе в этот период выявлен повышенный уровень спектральных компонент в диапазоне частот от 400 Гц до 5-6 кГц.

С учетом этого, при последующем анализе использовались данные 6-го канала системы фильтрации (накопленное за 1 секунду акустическое давление P_s в частотном диапазоне 2 – 6.5 кГц, рис. 2.11), очищенные от мешающих шумов с помощью вейвлет-преобразования [145]. На рис. 3.30 представлен фрагмент записи геоакустических данных до и после очистки.

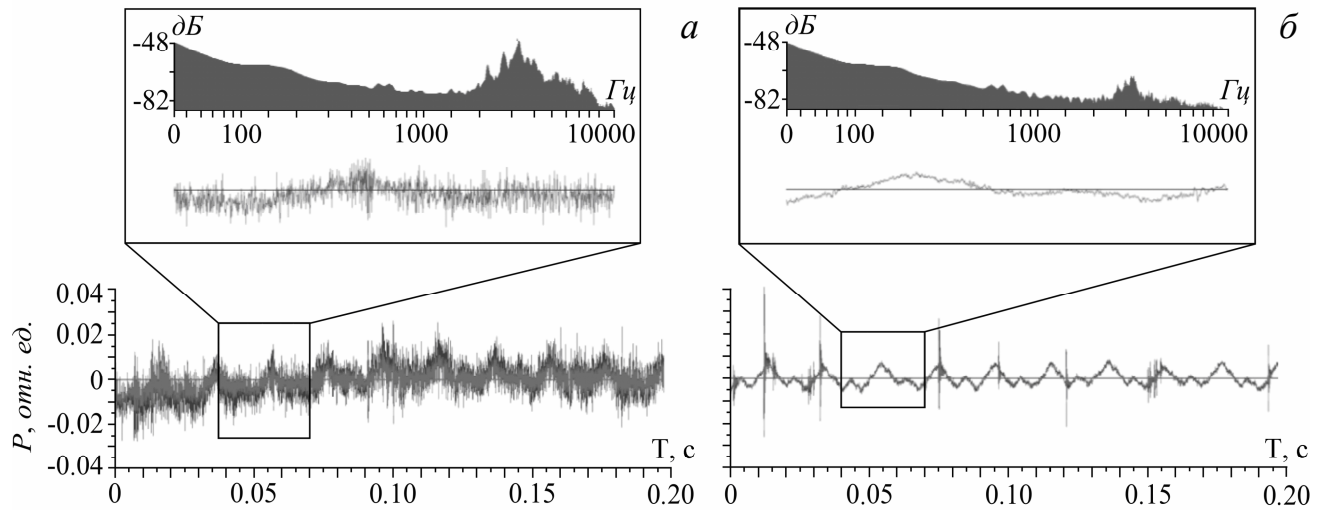


Рис. 3.29. Фрагменты регистрации геоакустической эмиссии в период максимума (а) и минимума (б) суточной вариации 19 августа 2007 г. Во вкладках сверху показаны выделенные в прямоугольник участки и их спектры. P – акустическое давление.

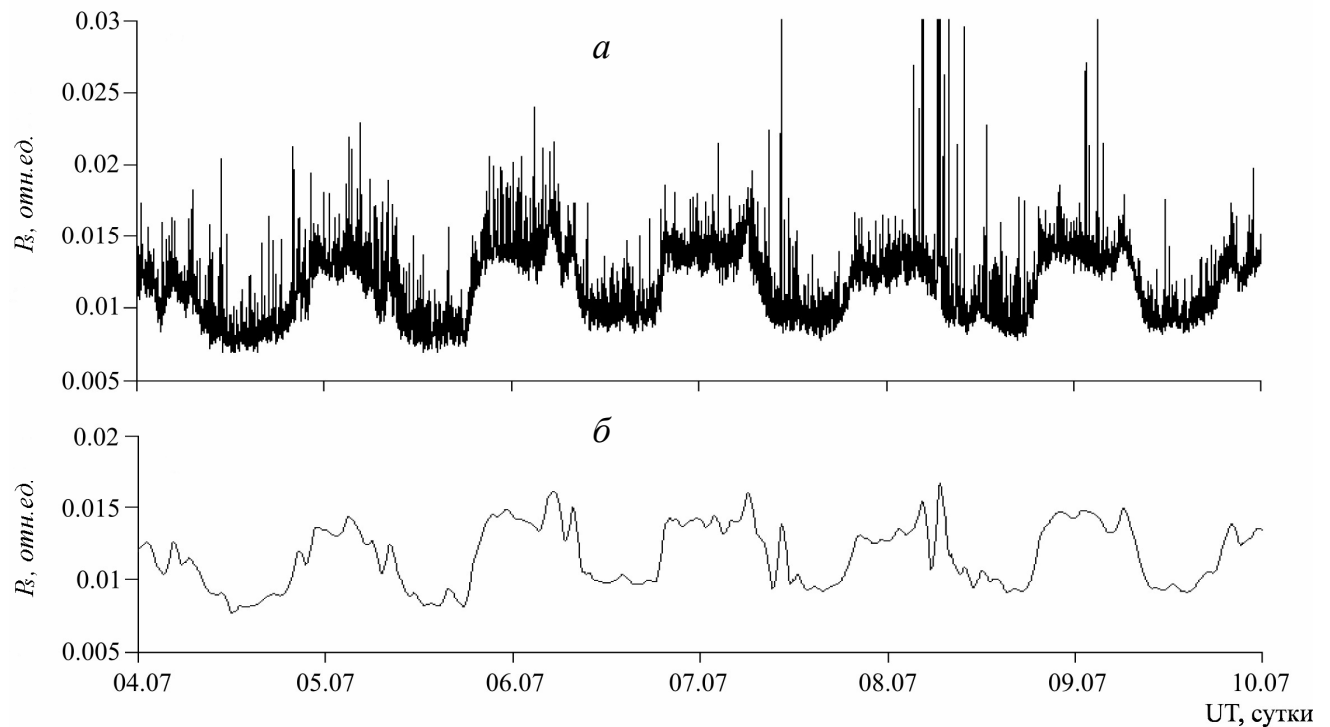


Рис. 3.30. Фрагмент данных геоакустической эмиссии в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц в период с 04.07.2006 г. по 10.07.2006 г. до (а) и после (б) очистки от мешающих шумов с применением вейвлет-преобразования. P_s – накопленное на секундном интервале акустическое давление.

В результате анализа периодограмм фрагментов данных без сильных возмущений было установлено, что периодичность суточной вариации составляет

24 часа с точностью до 1 часа (рис. 3.31б). Других периодических составляющих выделено не было. Невысокая точность определения периода была обусловлена достаточно малым по продолжительности фрагментом данных (около 11 суток). К сожалению, выделить участок большей длительности было невозможно из-за наличия мощных аномалий, обусловленных активизацией деформационного процесса или плохими метеоусловиями.

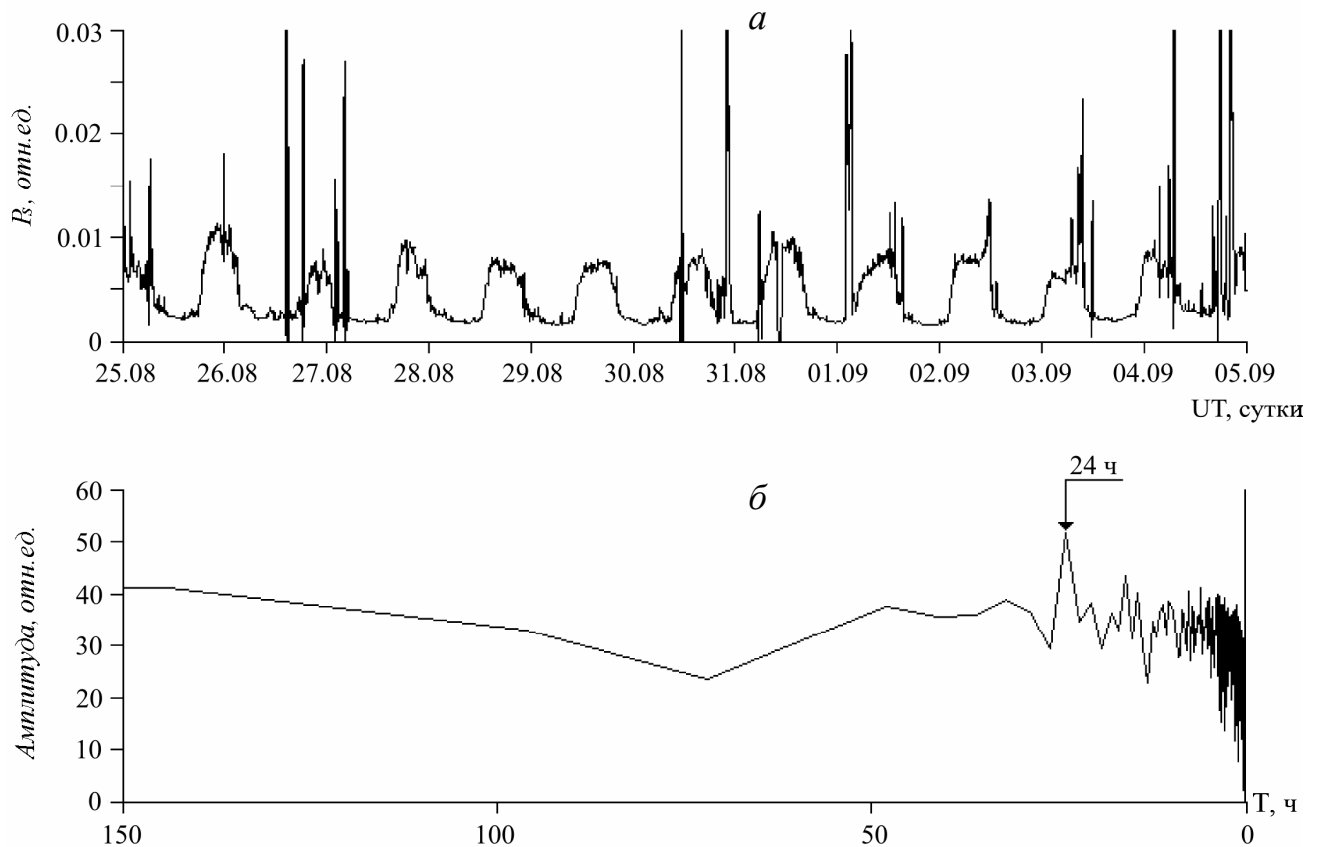


Рис. 3.31. Фрагмент данных геоакустической эмиссии в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц в период с 25.08.2007 г. по 05.09.2007 г. (а) и его периодограмма (б).

Для уточнения периода суточной составляющей было проведено сравнение геоакустического сигнала с эталонными синусоидами, имеющими периоды, соответствующие наиболее мощным суточным приливным волнам: лунной деклинационной волне mK_1 (период 23.93 ч), солнечной главной P_1 (период 24.07 ч), лунной главной O_1 (период 25.82 ч) [136], а так же сигналом, период которого составлял ровно 24 часа. Для анализа использовались участки данных длительностью 30 суток. За последние сутки с применением корреляционного анализа (рассчитывалась взаимная корреляционная функция) оценивались сдвиги

сигналов относительно друг друга. В результате было установлено, что периодичность суточной вариации эмиссии составляет ровно 24 часа. Следует отметить, что в работе [130] для выделения периодических компонент в высокочастотных сейсмических шумах использовалась похожая методика генерации эталонного сигнала.

Анализ наличия суточной вариации в рядах данных высокочастотной геоакустической эмиссии был проведен за период с января 2006 г. по сентябрь 2013 г. Использовалась следующая методика. Очищенный вейвлет-преобразованием сигнал центрировался, после чего просматривался полусуточным окном, в котором рассчитывалось математическое ожидание ряда. Наличием суточной вариации считалась смена знака математического ожидания не менее 5 раз подряд в 72-часовом временном окне с шагом 12 ч для всего ряда (т.е. наличие периодичности не менее 3 суток) [145]. В результате было установлено, что суточная составляющая наблюдается в течение всего времени с незначительными перерывами, но при этом регистрируются периоды, когда она наиболее ярко выражена, т.е. амплитуда составляющей существенно увеличивается. Для выявления таких периодов при анализе было введено пороговое ограничение. Для каждого сезона с близкими среднесуточными значениями геоакустической эмиссии в качестве порога выбиралось минимальное математическое ожидание, полученное в полусуточном окне. Если установленный порог был превышен по модулю более чем в два раза в обоих 12-ти часовых фрагментах, то считалось, что суточная составляющая эмиссии ярко выражена. Амплитуда и фаза суточной вариации определялись сравнением исходного сигнала с эталонной синусоидой с периодом 24 ч. В результате было установлено, что суточная составляющая наиболее ярко наблюдается в летние периоды, когда устанавливается среднесуточная температура не ниже 10°C, и достаточно резко пропадает в сентябре, при снижении температуры после продолжительных осенних дождей (рис. 3.32). При этом наблюдается связь именно с температурой воздуха, так как в целом активность геоакустической эмиссии, максимум которой приходится как раз на осенние месяцы (рис. 3.24), после снижения амплитуды

суточной составляющей оставалась достаточно высокой (рис. 3.32).

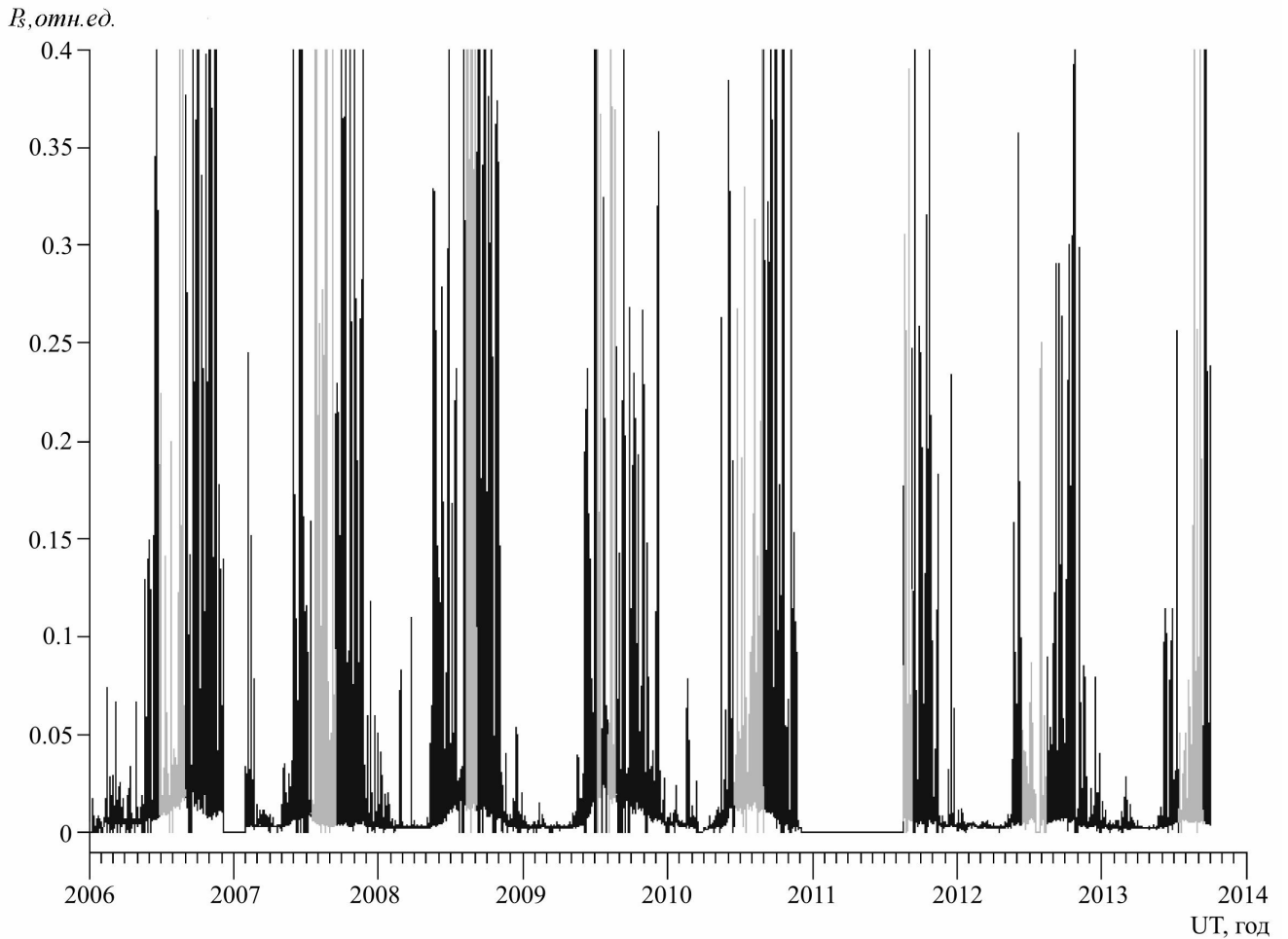


Рис. 3.32. Геоакустическая эмиссия в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц с января 2006 г. по ноябрь 2013 г. Серым цветом отмечены участки с ярко выраженной суточной составляющей.

Была проанализирована связь между поведением суточной вариации геоакустической эмиссии и землетрясениями (использовался оперативный каталог Камчатского филиала геофизической службы РАН), а так же метеорологическими условиями. Выявлялись случаи, когда амплитуда суточной вариации эмиссии значительно увеличивалась или уменьшалась. В эти периоды анализировалось наличие сейсмических событий, сильного ветра, дождя, резких скачков атмосферного давления и температуры.

Было установлено, что в 30 случаях из 163 (18.40%) амплитуда суточной составляющей эмиссии существенно изменялась в трехсуточном временном интервале перед землетрясениями, в 19 случаях из 163 (11.66%) – после. При анализе рассматривались сейсмические события с энергетическим классом $K \geq$

11.0 на расстоянии до 350 км. Таким образом, почти в 85% случаях связь между изменениями амплитуды суточной составляющей эмиссии и сейсмическими событиями не была выявлена, а в остальных 15% случаях резкое изменение амплитуды суточной составляющей происходило при существенных вариациях температуры воздуха.

Связи между амплитудой суточной составляющей геоакустической эмиссии и наличием осадков, усилением ветра, и резким изменением атмосферного давления выявлено не было за исключением случаев, когда после продолжительных осенних дождей в сентябре амплитуда суточной составляющей резко уменьшалась, но в этот период одновременно уменьшалась и среднесуточная температура воздуха.

С учетом того, что было выявлено возможное влияние температуры воздуха (T) на поведение суточной составляющей геоакустической эмиссии, проведен корреляционный анализ между рядами P_s и T (рис. 3.33). В результате между рядами этих величин была выявлена тесная связь, коэффициенты корреляции в зависимости от выбранного временного периода варьировались от 0.85 до 0.97 при уровне значимости 0.05 [92]. Из рис. 3.33 видно, что формы суточных вариаций температуры T и акустического давления P_s практически совпадают, при этом наблюдается небольшая задержка эмиссии по времени.

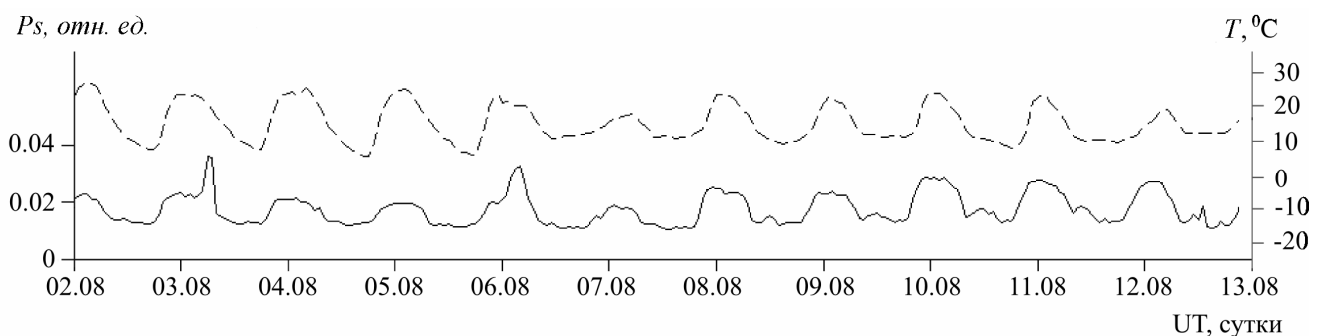


Рис. 3.33. Фрагменты суточных вариаций геоакустической эмиссии (сплошная линия) и температуры воздуха (пунктирная линия) в период с 02.08.2006 г. по 13.08.2006 г.

Наиболее вероятной причиной выявленной связи между суточными вариациями температуры воздуха и геоакустической эмиссии является влияние суточной разницы температур на приповерхностные осадочные породы, в

которых генерируется эмиссия, т.е. термодетформации пород. Такие эффекты при регистрации геоакустических сигналов хорошо известны и наблюдаются, например, при исследовании высокочастотного сейсмического шума [131]. Термоупругими деформациями, обусловленными нагревом и остыванием пород, объясняется возникновение суточной вариации акустической эмиссии и в работе [205]. Для подтверждения этого механизма в 2013 г. в 125 м от места установки гидрофона, на берегу озера в укрытой сверху яме с размерами $0.5 \times 0.5 \times 0.5 \text{ м}^3$ на металлической опоре с центральной стойкой, заглубленной в землю на 0.3 м, был установлен инклинометр (наклономер) Leica Nivel 220, предназначенный для использования в системах деформационного мониторинга. Чувствительность прибора составляет 0.001 мрад, предельно допустимая абсолютная погрешность измерения не больше 0.0047 мрад, диапазон измерения ± 1.51 мрад. Для регистрации данных использовалась отдельная система на базе персонального компьютера, частота регистрации составляла 0.5 Гц, синхронизация времени между всеми регистрирующими комплексами осуществлялась при помощи GPS-приемника. Анализировался наклон земной поверхности вдоль оси Север-Юг, перпендикулярной направлению на гидрофон. В результате спектрального анализа (рис. 3.34) данных были выявлены суточные и полусуточные составляющие с периодами 24 ч и 12 ч соответственно.

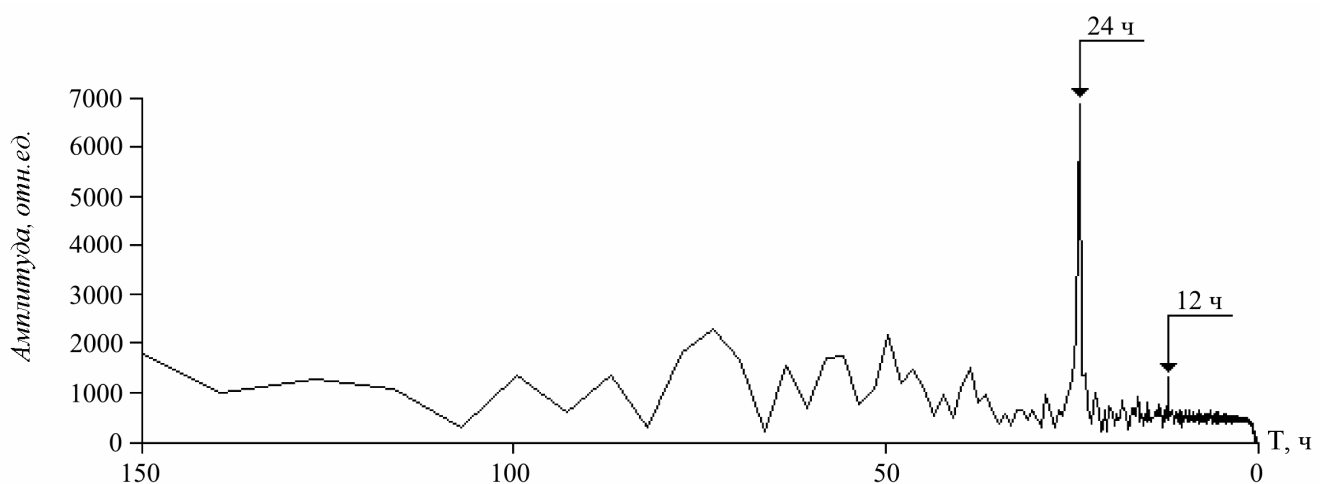


Рис. 3.34. Периодограмма наклонов земной поверхности за период с 1 июня по 30 сентября 2013 г.

Для более точного определения периода суточной вариации наклона земной

поверхности использовалась методика, описанная выше при анализе геоакустических данных. Установлено, что период суточной составляющей равен 24 ч, а время, при котором она наиболее ярко выражена (июнь-сентябрь), практически совпало с периодом, выявленным в суточных вариациях геоакустической эмиссии при установившейся максимальной среднесуточной температуре (рис. 3.35).

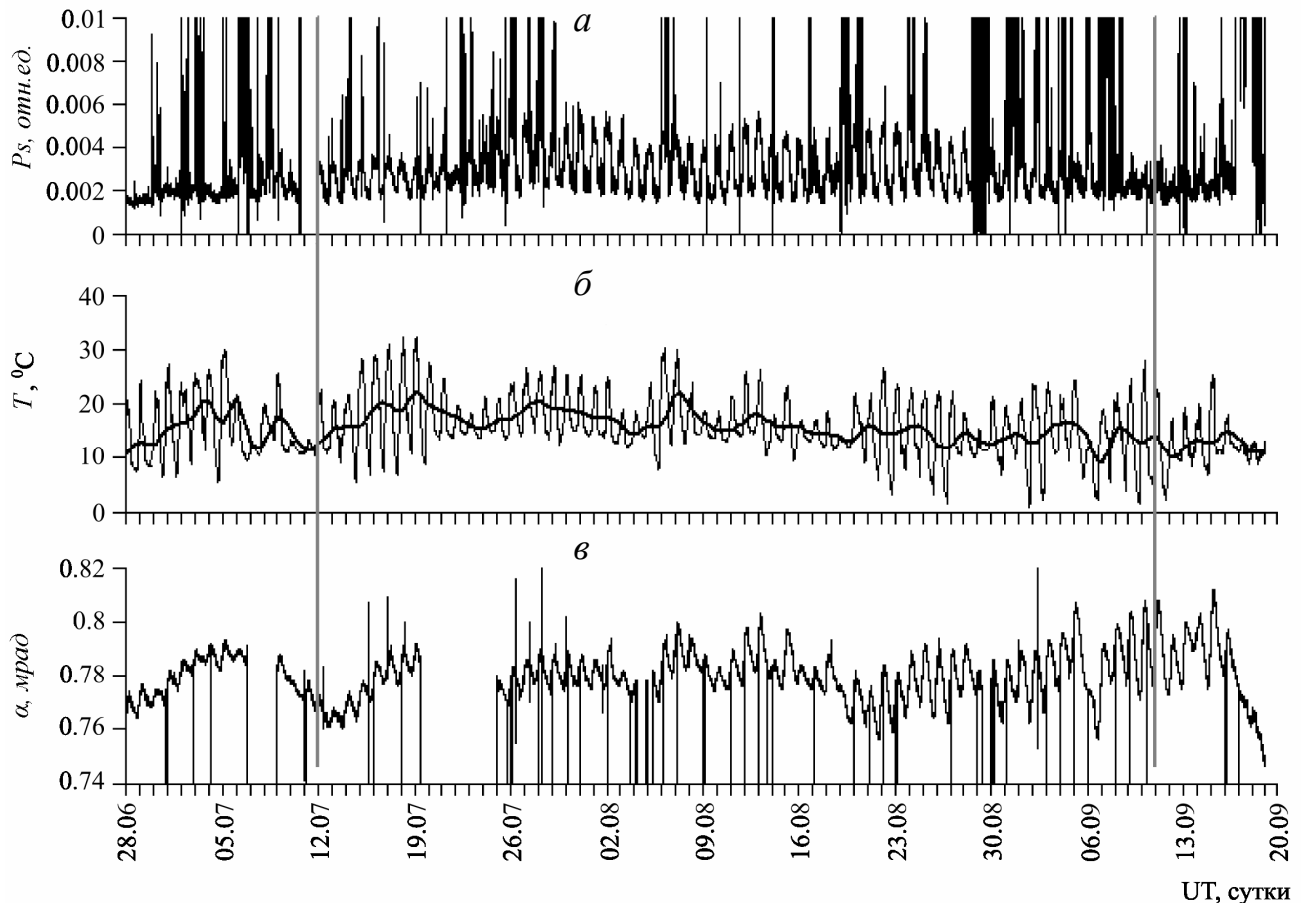


Рис. 3.35. Фрагмент регистрации накопленного на секундном интервале акустического давления P_s в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц (*а*), температуры воздуха T (*б*), наклона земной поверхности α (*в*) в период с 28.06.2013 г. по 20.09.2013 г. Вертикальными линиями отмечен период, в котором суточная составляющая геоакустической эмиссии наиболее ярко выражена.

Следует отметить, что одинаковое поведение суточных составляющих в двух разнородных геофизических полях (рис. 3.35*а, в*) не может быть обусловлено помеховым воздействием электромагнитной природы или плохим качеством электрического питания, так как использовались разные системы регистрации с отдельным стабилизированным питанием. Таким образом, одинаковый период составляющих и почти одновременное изменение их амплитуды в условиях

уменьшения температуры воздуха в сентябре подтверждает общую термодиформационную природу суточных вариаций геоакустической эмиссии и наклонов земной поверхности. В сравнении с температурой воздуха, задержка по времени суточной составляющей геоакустической эмиссии составила примерно 1 ч, а наклонов земной поверхности – 2 ч. Вероятнее всего это обусловлено особенностями прогрева пород в местах установки датчиков регистрируемых полей.

Для исследования влияния прогрева воды на суточную составляющую геоакустической эмиссии в период с августа по сентябрь 2013 г. в непосредственной близости от гидрофона был установлен датчик температуры с частотой опроса 0.25 Гц. Анализ данных, проведенный с учетом измерения температуры воды (рис. 3.36), показал, что при прогреве озера возле датчика геоакустической эмиссии наблюдаются изменения формы суточной составляющей акустического давления P_s на стадии уменьшения после максимальных значений. При этом видно, что изменение температуры воды может оказывать влияние на форму суточной вариации эмиссии, но не обуславливает ее появление (см. вкладку на рис. 3.36).

Спектральный анализ данных инклинометра, полученных в летний период, показал, что приливные волны, в частности главная лунная волна O_1 , амплитуда которой является максимальной по сравнению с другими приливными волнами [136], на фоне суточной вариации 24 ч, не выделяются. Вероятнее всего это обусловлено тем, что измерения проводятся в рыхлых осадочных породах, толщина слоя которых в пункте регистрации составляет до 50 м [74]. Такие породы находятся в постоянном пластическом течении, что подтверждается результатами регистрации деформаций на станции «Карымшина», находящейся на расстоянии 20 км от места регистрации эмиссии [56]. Осадочные породы там имеют такую же толщину слоя [74], а вариации относительной деформации в сутки, измеренные лазерным деформографом-интерферометром, составляют 10^{-7} , а в периоды активизации деформаций и 10^{-6} [89]. Естественно, обнаружить вариации, обусловленные приливами с деформациями порядка 10^{-8} на их фоне,

практически невозможно. На Камчатке приливные волны в геоакустических данных были выявлены при регистрации в более прочных породах и глубоких скважинах [40, 130, 131].

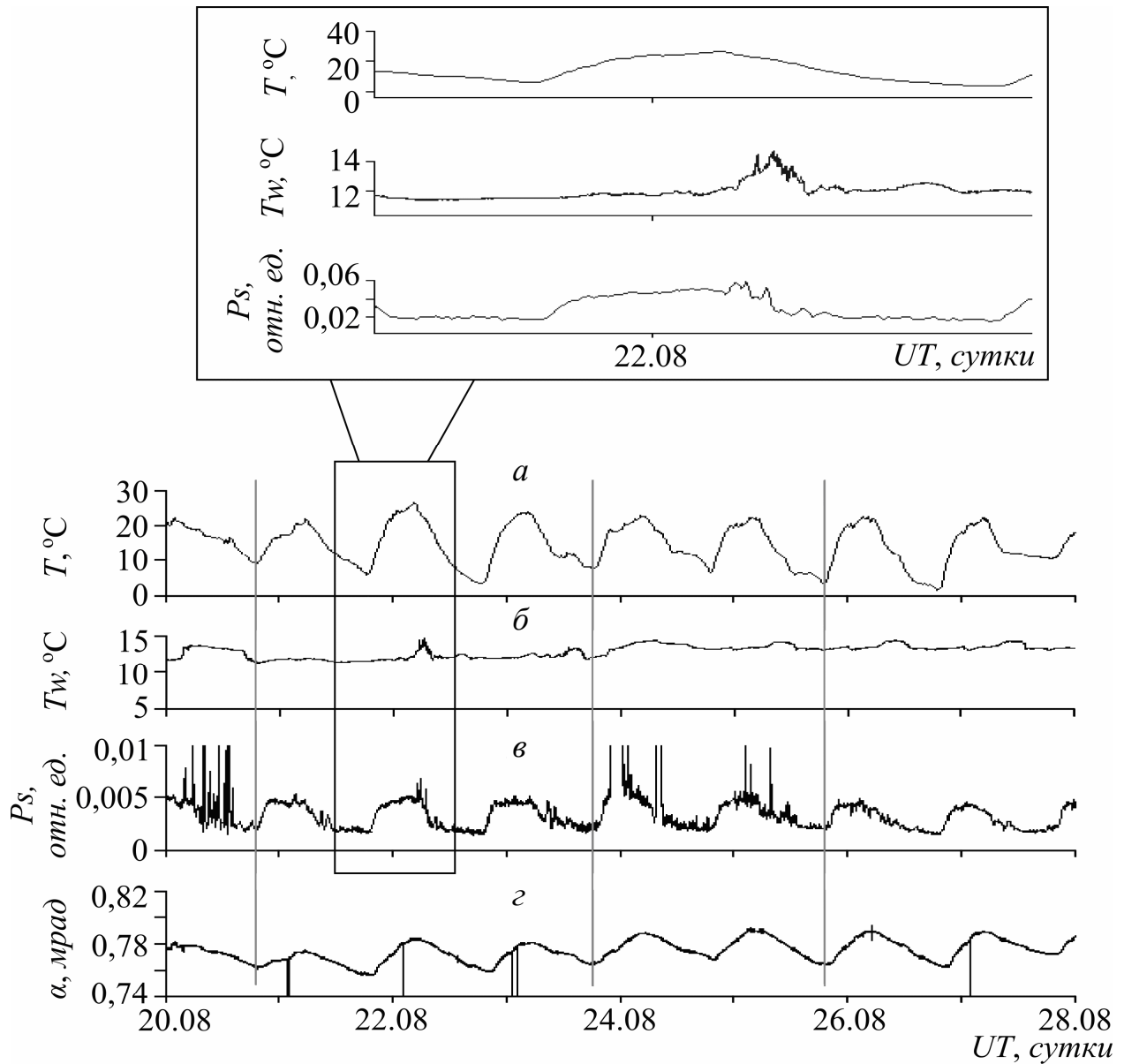


Рис. 3.36. Фрагмент регистрации температуры воздуха T (a), температуры воды в озере T_w (b), накопленного на секундном интервале акустического давления P_s в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц (c), наклона земной поверхности α (d) в период с 20 по 28 августа 2013 г. Вертикальными линиями отмечено время начала роста суточной температуры воздуха T . Во вкладке сверху показан выделенный в прямоугольник участок.

В результате спектрального анализа данных инклинометра за весь период 2013 г. были выявлены гармоники, соответствующие периодам главных лунных суточной O_1 (25.82 ч) и полусуточной M_2 (12.42 ч) волн (рис. 3.37). Наблюдается

так же составляющая с периодом 24.84 ч, являющаяся, по всей видимости, второй гармоникой полусуточной волны M_2 . Они наблюдались с начала апреля до середины мая, когда в месте установки накломера высота снежного покрова составляла около 2 м. Под такой снежной массой происходит уплотнение промерзшего верхнего слоя осадочных пород, поэтому в этот период среда наиболее твердая. В данных высокочастотной геоакустической эмиссии в это время гармоник, соответствующих приливным волнам, выявлено не было.

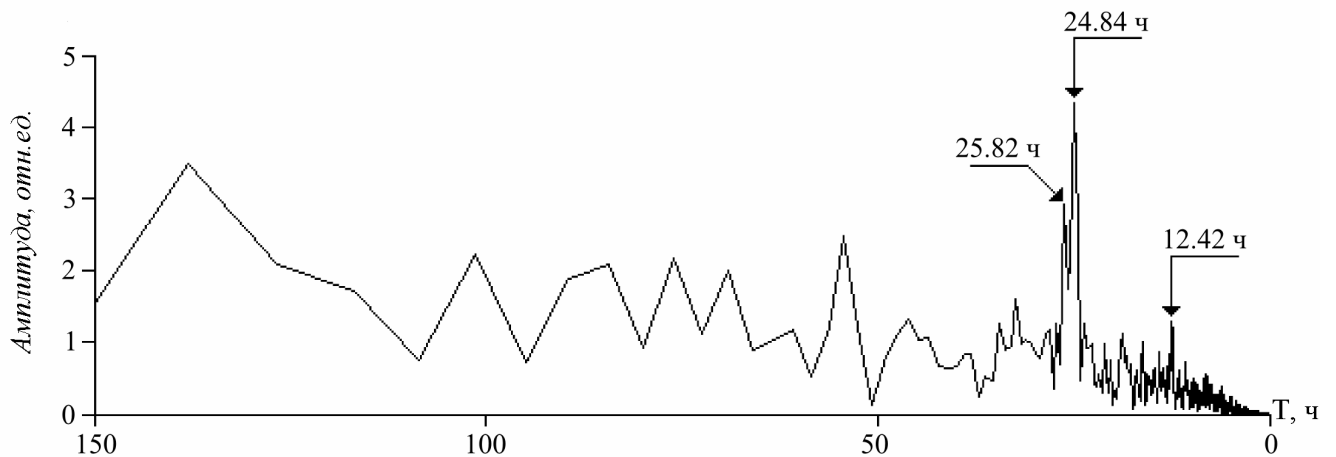


Рис. 3.37. Периодограмма наклонов земной поверхности за период с 01.04.2013 г. по 15.05.2013 г.

Таким образом, установлено, что в летние периоды наблюдается ярко выраженная суточная составляющая геоакустической эмиссии, обусловленная влиянием суточной разницы температур на приповерхностные осадочные породы, в которых генерируются геосигналы.

Выводы по главе 3

Анализ акустических шумов, регистрируемых у дна природных и искусственных водоемов, показывает, что сигналы геоакустической эмиссии представлены последовательностью импульсов релаксационных колебаний с ударным возбуждением и частотным заполнением от сотен герц до первых десятков килогерц. Наблюдаются как отдельные импульсы, так и их группы с

сильным перекрытием, а в случае интенсивной эмиссии импульсы сливаются в непрерывный сигнал. Благодаря такой специфической форме, геоакустические сигналы достаточно легко выделить на фоне помех, источники которых могут быть самой разнообразной природы. Большой вклад в помеху дают плохие метеоусловия. Уменьшить влияние погоды можно использованием подземных резервуаров для наблюдения геоакустической эмиссии, а распознать ее проявление нетрудно с помощью анализа метеорологических данных и спектра сигналов.

В спокойные (фоновые) периоды наблюдаются незначительные по амплитуде геоакустические импульсы с частотой следования в пределах 0.1 – 0.5 импульсов в секунду, спектр сигнала сглажен и имеет плавный спад с ростом частоты. Геоакустическое излучение в целом изотропное, наблюдаются небольшие максимумы в диаграмме акустической активности по направлениям $D(\alpha, t)$, обусловленные особенностями неоднородных по структуре и прочности приповерхностных осадочных пород. С использованием набора реализаций сигнала в фоновые периоды за 2011 год проанализировано более 10 миллионов импульсов и получено их распределение по амплитудам, аналогичное закону Гуттенберга-Рихтера повторяемости землетрясений в зависимости от их энергии. Изменение крутизны спада распределения в области больших амплитуд указывает на то, что имеет место эффект обрезания, в котором проявляется отличие режимов генерации импульсов с большой и малой амплитудой. Частота следования импульсов имеет ярко выраженный сезонный характер с максимумом в октябре и минимумом в апреле.

Во время роста напряжений и скорости деформирования пород наблюдается увеличение, как амплитуды импульсов, так и частоты их следования до 2 – 3, а в ряде случаев и более импульсов в секунду. В спектре сигнала наблюдается подъем в области частот от сотен герц до двадцати килогерц, а в азимутальном распределении потока геоакустических импульсов регистрируются ярко выраженные максимумы. Наиболее сильно такие эффекты наблюдаются на заключительной стадии землетрясения.

В период с июня по сентябрь наблюдается ярко выраженная суточная составляющая геоакустической эмиссии с периодом 24 часа. С учетом наличия именно в это время суточной периодичности в данных установленного рядом наклономера земной поверхности, а также выявленной высокосвязанной связи суточной вариации эмиссии с температурой воздуха, наиболее вероятной причиной возникновения этой составляющей геоакустической эмиссии является влияние суточной разницы температур на приповерхностные осадочные породы, в которых генерируются геоакустические сигналы.

Глава 4. Связь между геоакустической эмиссией и деформациями приповерхностных пород

4.1. Аппаратура и методика наблюдений

Для подтверждения деформационной природы высокочастотных аномалий геоакустической эмиссии, в 2005 году на станции «Карымшина», с удалением 50 м от акустической системы на обсадных трубах двух пятиметровых сухих скважин, разнесенных на 18 м, был установлен по схеме интерферометра Майкельсона лазерный деформограф неравноплечего типа, разработанный в ТОИ ДВО РАН [55]. В основу работы лазерных интерферометров положен принцип учета дополнительного приращения фазы в волне лазерного излучения за счет изменения базы деформографа. Метод измерения фазы основан на оценке интерференционной картины. Смещение зеркал деформографа, расположенных на концах его базы l на величину $\lambda/2$ даёт изменение интерференционной картины на одну полосу, где λ - длина волны света, на которой работает интерферометр. Общее относительное смещение будет равно $\Delta l = (\lambda / 2) \times N$, где N - количество полос интерференционной картины. Возможности интерференционного метода ограничиваются точностью измерения перемещений доли полосы ΔN , которая определяется параметром резкости интерференционной картины F_k и характеризуется отношением $F_k = \Delta \lambda / \delta \lambda$, т.е. составляет отношение расстояния между максимумами к половине ширины максимума $\delta \lambda$ [55].

При установке деформографа, на обсадной трубе одной из скважин был размещен укрытый боксом интерференционный узел с частотно-стабилизированным гелий-неоновым лазером, а на другой – защищенный контейнером уголкового отражателя. Лазерный луч интерферометра проходит между боксом и контейнером по световоду, собранному из стальных труб, обмотанных утеплителем для уменьшения внешнего термического воздействия. Измерительное плечо интерферометра ориентировано на юго-восток,

перпендикулярно разлому в зоне субдукции. Нестабильность частоты лазера за сутки была не хуже 2×10^{-9} , длина волны излучения – 0.63 мкм, частота измерений – 860 Гц. При четырнадцати разрядном АЦП с числом отсчетов 16384 чувствительность деформографа получается примерно $4 \cdot 10^{-11}$ м, а точность измерения относительных деформаций при этом будет около $2 \cdot 10^{-12}$ [55, 56].

Разумеется, что при установке деформографа на поверхности земли, без специального укрытия и откачки воздуха в световодах такая точность измерений не может быть реализована. С учетом влияния вибраций и метеоусловий в точке наблюдений точность измерения относительных деформаций составляла примерно 10^{-8} . Как будет показано ниже, этого достаточно для обнаружения деформационных эффектов. На рис. 4.1 представлена оптикоэлектронная блок-схема лазерного деформографа - интерферометра.

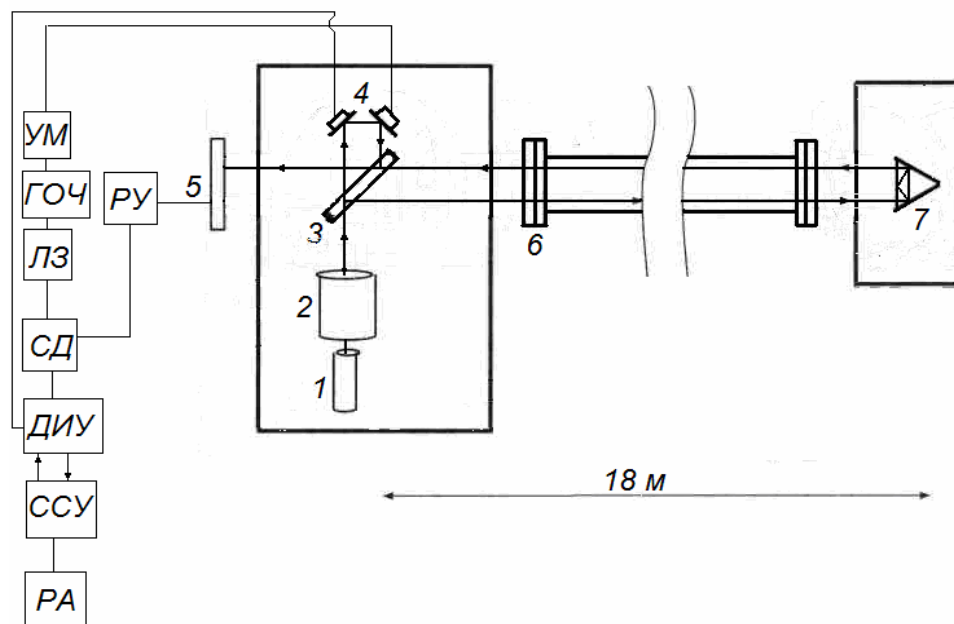


Рис. 4.1. Оптикоэлектронная блок-схема лазерного деформографа - интерферометра. 1 – лазер, 2 – коллиматор, 3 – полупрозрачная плоскопараллельная пластина, 4 – плоскопараллельные юстировочные зеркала на пьезокерамических цилиндрах, 5 – фотодиод, 6 – световод, 7 – уголкового отражателя, РУ – резонансный усилитель, СД – синхронный детектор, УМ – усилитель мощности, ЛЗ – линия задержки, ДИУ – дифференциальный интегральный усилитель, ССУ – система сброса уровней, ГОЧ – генератор опорной частоты, РА – регистрирующая аппаратура.

Луч лазера 1, пройдя коллиматор 2, попадает в интерференционный узел 3, 4, где разделяется на полупрозрачном зеркале 3 на два луча. Луч №1 направляется

по световоду 6 на уголкового отражатель, от которого возвращается на полупрозрачное зеркало. Луч №2, пройдя интерференционный узел 4, возвращается на полупрозрачное зеркало. Возвращённые лучи сбиваются на полупрозрачном зеркале 3, образуя интерференционную картину, вариации которой регистрируются фотодиодом 5. Коллиматор 3 используется для уменьшения угловой расходимости лазерного пучка и расширения его до размеров, при которых удобно вести юстировочные работы.

Для регистрации геоакустической эмиссии использовался аппаратно-программный комплекс на основе системы разнонаправленных гидрофонов ИКИР ДВО РАН (рис. 2.4а), рассмотренный в главе 2 (рис. 2.1., рис. 2.11). В данный комплекс изначально была заложена возможность расширения за счет добавления новых систем регистрации различных полей и высокоточная синхронизация времени данных с использованием GPS приемника. Поэтому для обеспечения синхронной регистрации геоакустической эмиссии и деформаций достаточно было включить ЭВМ, осуществляющую оцифровку данных и управление лазерным деформографом [55] в локальную сеть комплекса (рис. 2.1), а также выполнить необходимые настройки в операционной системе.

В сравнении с данными акустических наблюдений рассматривались относительные деформации пород ε и оценка скорости деформации $\dot{\varepsilon}$, вычисленная как первые разности измерений ε , усредненных на интервале 1 секунда (рис. 4.2).

4.2. Анализ результатов одновременной регистрации геоакустической эмиссии и деформаций пород

Землетрясения с энергетическим классом $K \approx 11$ на расстояниях до 250 км одновременно регистрировались акустической системой и деформографом, это можно было использовать в целях проверки калибровки сигналов.

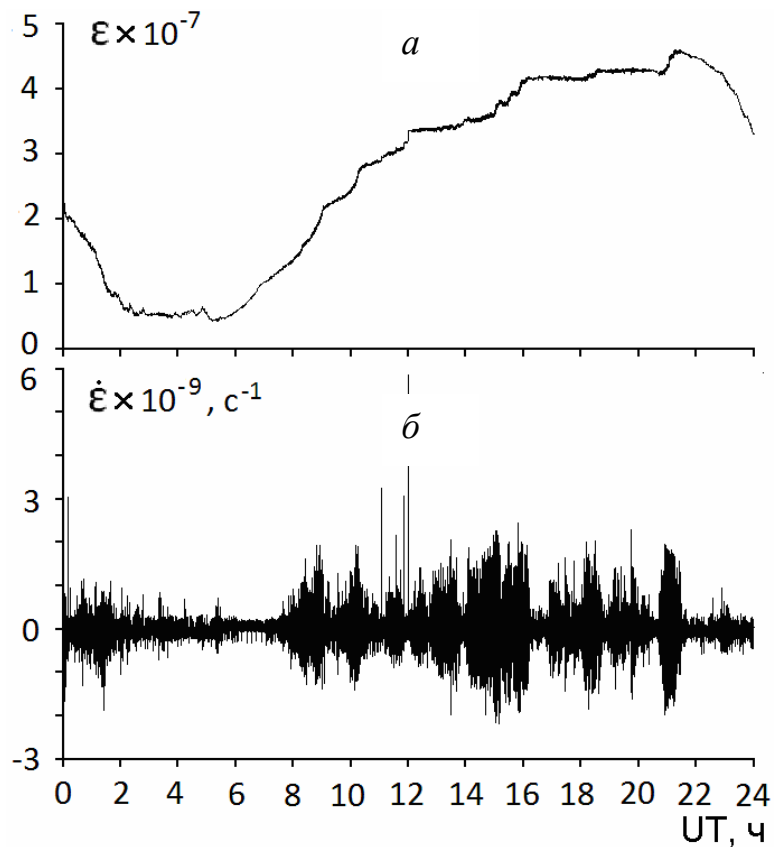


Рис. 4.2. Пример регистрации относительной деформации ε (а) и оценки ее скорости $\dot{\varepsilon}$ (б) 9 октября 2009 г.

Для примера на рис. 4.3 показан фрагмент одновременной записи сигнала землетрясения с энергетическим классом $K = 11.2$, произошедшим 29 апреля 2007 года в 22:55:46 UT на эпицентральной расстоянии 234 км от станции «Карымшина». Координаты гипоцентра землетрясения 50.72°N , 157.82°E , глубина 32 км. Оценка скорости продольных и поперечных волн для данного сейсмического события оказалась близка к справочным данным в коренных породах и составила около 6.7 км/с и 3.8 км/с, соответственно.

Результаты совместных исследований геоакустической эмиссии и деформаций показали, что высокочастотные аномалии эмиссии наблюдаются как при сжатии (рис. 4.4), так и при растяжении приповерхностных пород (рис. 4.5) с относительной деформацией за сутки 10^{-7} , а в ряде случаев и 10^{-6} (рис. 4.5, 4.6), при значительном увеличении скорости деформации.

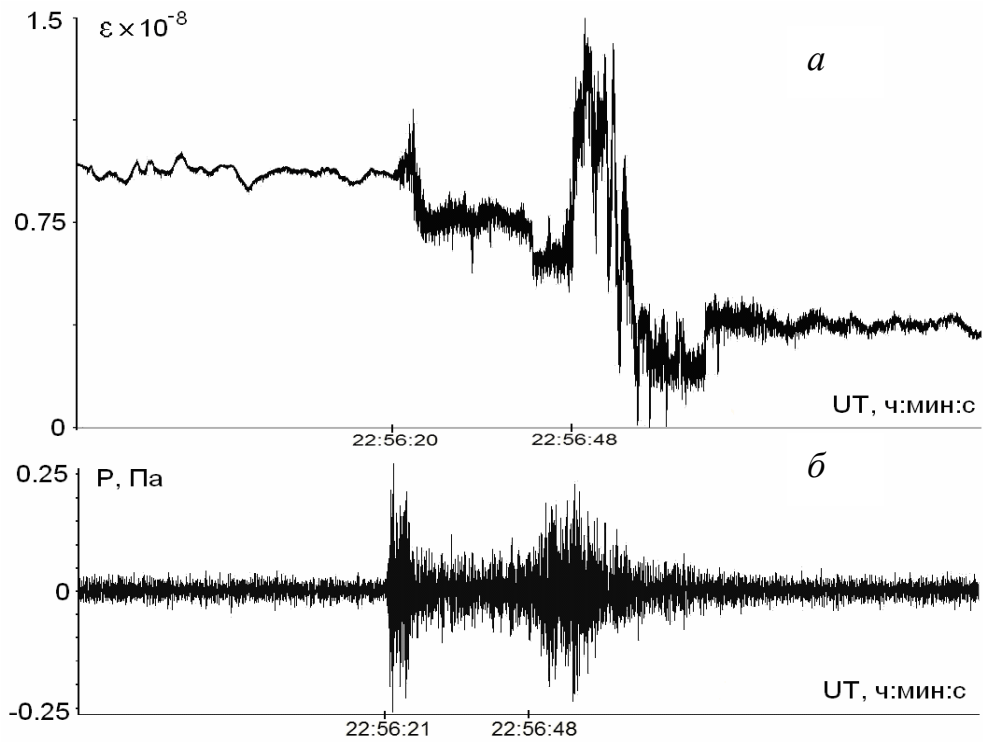


Рис. 4.3. Сигнал землетрясения, произошедшего 29 апреля 2007 г. в 22:55:46 UT, зарегистрированный деформографом (*а*) и акустической системой (*б*). ε – относительная деформация пород, P – акустическое давление.

На графиках геоакустической эмиссии приведен диапазон частот 0.6 – 2.0 кГц, являющийся наиболее информативным при регистрации ее аномалий на станции «Карымшина». При сопоставлении графиков эмиссии и деформаций видно, что акустические возмущения возникают во время многочисленных подвижек приповерхностных пород различной амплитуды, так называемых проскальзываний. Наиболее ярко эта зависимость наблюдается около 7 часов 15 октября (рис. 4.4*а*) и в 18 - 19 часов 16 октября (рис. 4.5*б*), где отдельным всплескам увеличения скорости деформации соответствует резкое увеличение амплитуды геоакустической эмиссии. Относительные деформации отдельных подвижек невелики, даже при сравнительно большой амплитуде они составляют не больше 10^{-8} (рис. 4.4, рис. 4.5). Данные, приведенные на рис. 4.4, рис. 4.5. получены в сейсмически спокойные периоды, когда на расстояниях до 250 км не регистрировались землетрясения с энергетическим классом $K > 10$.

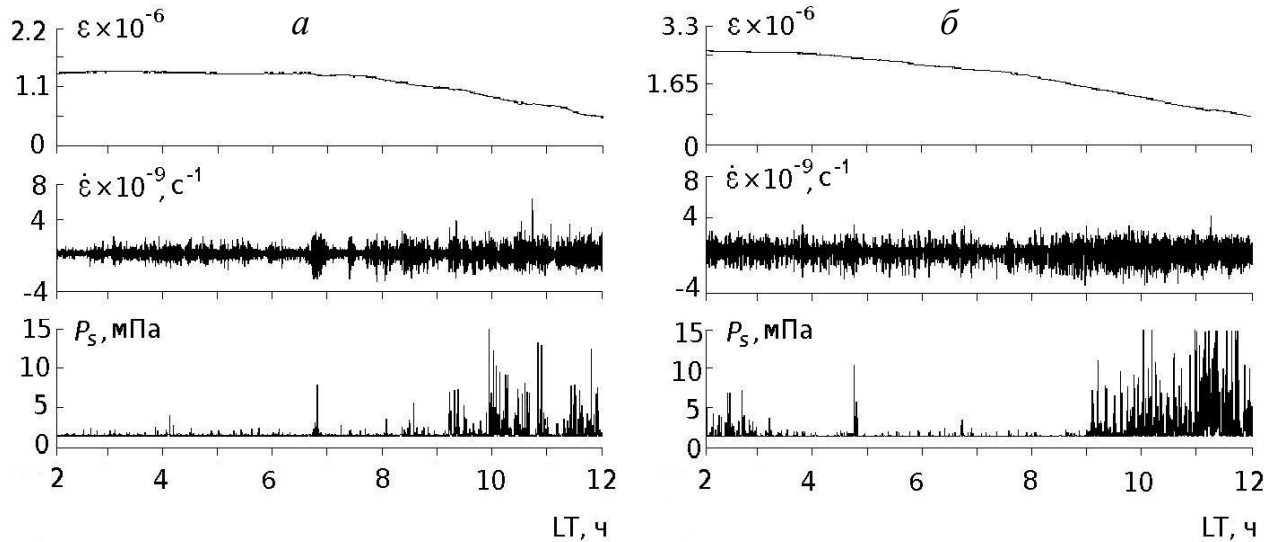


Рис. 4.4. Примеры аномалий геоакустической эмиссии при сжатии приповерхностных пород 15 (а) и 18 (б) октября 2009 г. ε – относительная деформация пород, $\dot{\varepsilon}$ – скорость деформации, P_s – акустическое давление, накопленное за 4 секунды в диапазоне частот 0.6 – 2.0 кГц.

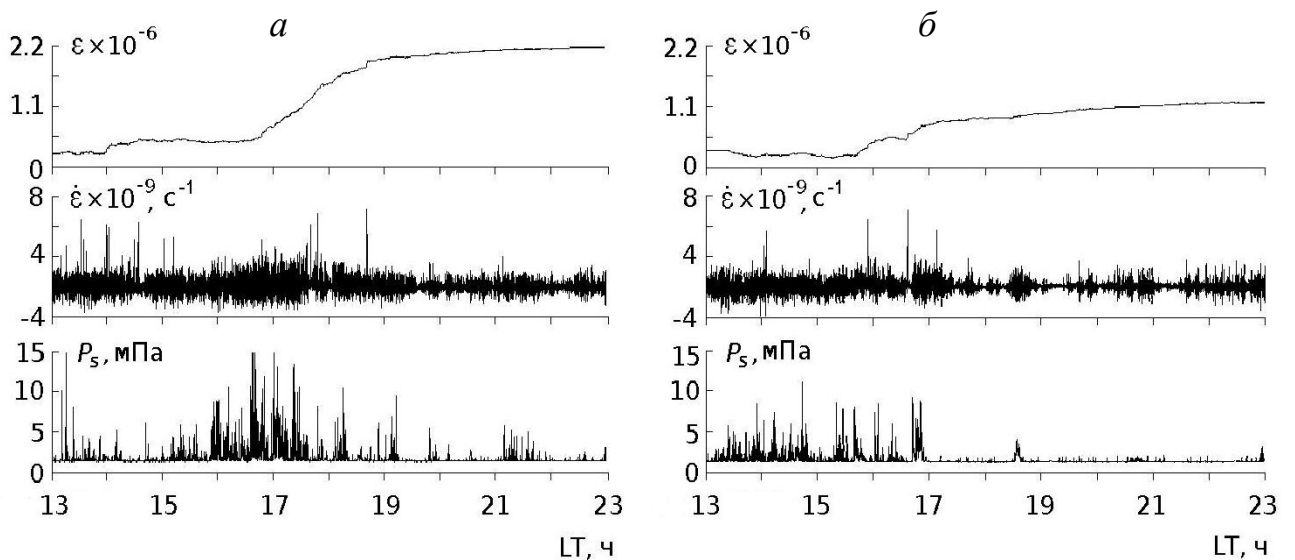


Рис. 4.5. Примеры аномалий геоакустической эмиссии при растяжении приповерхностных пород 14 (а) и 16 (б) октября 2009 г. ε – относительная деформация пород, $\dot{\varepsilon}$ – скорость деформации, P_s – акустическое давление, накопленное за 4 секунды в диапазоне частот 0.6 – 2.0 кГц.

Наиболее ярко влияние деформаций на поведение геоакустической эмиссии проявляется на заключительной стадии подготовки землетрясений. На рис. 4.6, 4.7 приведен пример одновременной аномалии геоакустической эмиссии и деформаций пород, зарегистрированной 1 мая 2007 г. за 25 часов до землетрясения с энергетическим классом 12.1, произошедшим 2 мая 2007 г. в

12:00 UT на эпицентральной расстоянии 154 км. Координаты гипоцентра 52.44°N, 160.33°E, глубина 12 км [197].

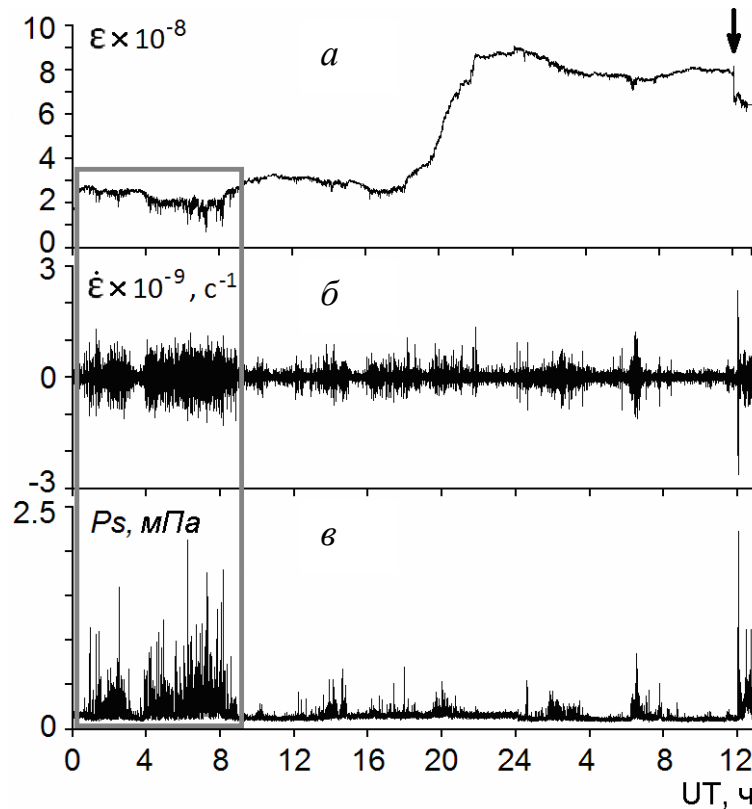


Рис. 4.6. Графики относительной деформации ϵ (а), скорости деформации $\dot{\epsilon}$ (б), накопленного за 4 секунды в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц акустического давления P_s (в) 1-2 мая 2007 г. Стрелкой показано землетрясение. Выделенная прямоугольником область отдельно представлена на рис. 4.7.

Из рис. 4.6, 4.7 видно, что в период с 1 до 9 часов 1 мая наблюдаются достаточно резкие сжатия пород с последующими сбросами длительностью 1 - 5 минут, которые сопровождаются увеличением скорости деформации и одновременным повышением уровня эмиссии в килогерцовом диапазоне частот. Амплитуда сжатий достигала 0.025 мкм, а скорость деформации увеличилась до 10^{-9}c^{-1} .

Для оценки связи между геоакустической эмиссией и деформациями пород были рассчитаны взаимнокорреляционные функции (ВКФ) между рядами акустического давления P_s в диапазоне 2.5 – 6.5 кГц и относительной деформацией ϵ (рис. 4.8а), а так же скоростью деформации $\dot{\epsilon}$ (рис. 4.8б) в период от 0 до 12 часов 1 мая. Частота отчетов всех рядов была приведена к 0.25 Гц. В

обоих случаях максимум ВКФ наблюдался на нулевом сдвиге и составлял -0.53 и 0.42 соответственно при уровне значимости в обоих случаях менее 0.001 [197].

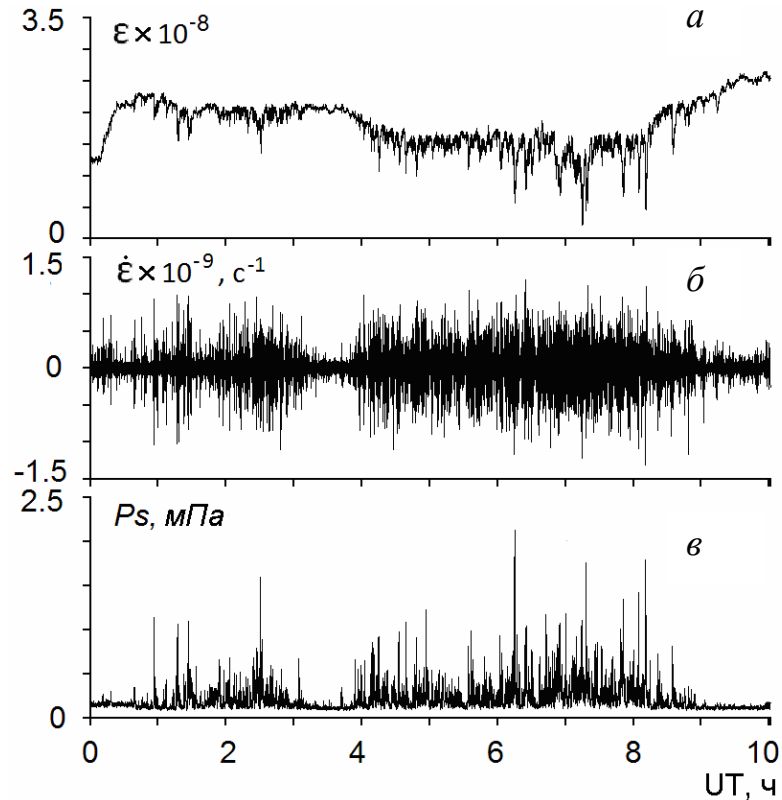


Рис. 4.7. Графики относительной деформации ε (а), скорости деформации $\dot{\varepsilon}$ (б), накопленного за 4 секунды в диапазоне частот $2.0 - 6.5$ кГц акустического давления P_s (в) с 0 до 10 часов 1 мая 2007 г.

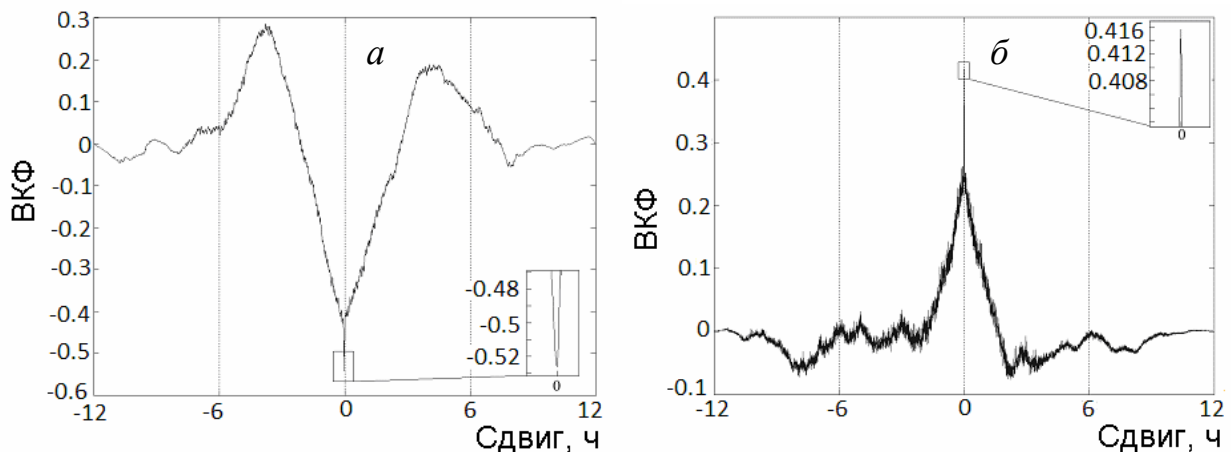


Рис. 4.8. Взаимные корреляционные функции для рядов акустического давления P_s в диапазоне $2.5 - 6.5$ кГц и деформации пород ε (а), P_s и скорости деформации $\dot{\varepsilon}$ (б).

На рис. 4.9 представлен пример синхронной записи геоакустической эмиссии и деформации пород с 6 по 8 октября 2009 года перед землетрясением, произошедшим 8 октября 2009 г. в 05:25 UT. Характеристики землетрясения:

энергетический класс 11.9, эпицентральное расстояние 145 км. Координаты гипоцентра 52.82°N , 160.29°E , глубина 10 км.

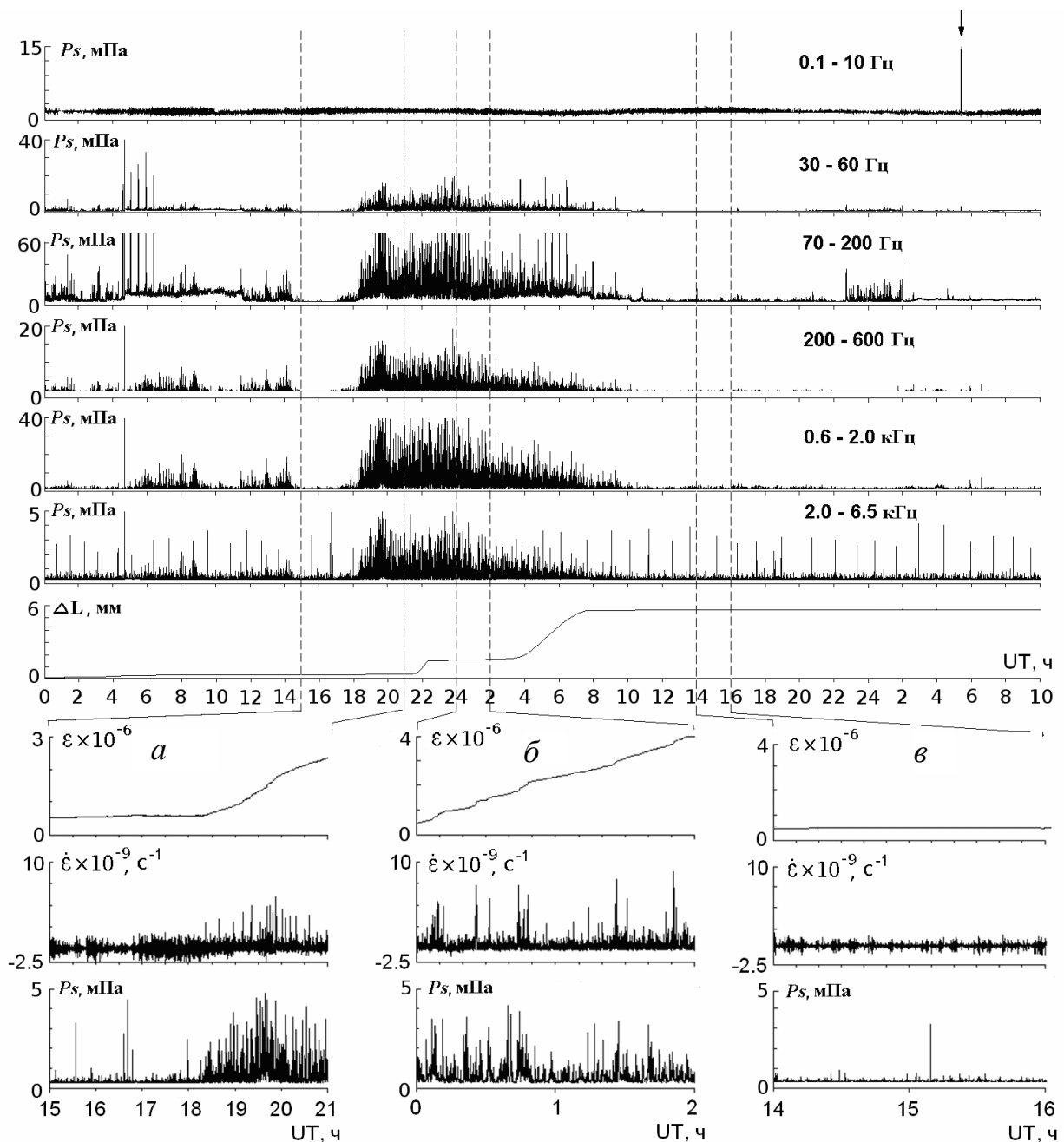


Рис. 4.9. Фрагмент записи геоакустической эмиссии и деформаций пород в период с 0:00 6.10.2009 г. по 10:00 8.10.2009 г. Внизу (*а*, *б*, *в*) приведены увеличенные фрагменты ε , $\dot{\varepsilon}$, и звукового давления P_s в диапазоне частот 2.0 – 6.5 кГц. P_s – акустическое давление, накопленное за 4 секунды в соответствующих частотных поддиапазонах, ΔL – изменение базы деформографа, стрелкой показано землетрясение.

Из рис. 4.9 видно, что за 35 часов до землетрясения наблюдалась одновременная аномалия геоакустической эмиссии и деформации пород продолжительностью около 12 часов. На рис. 4.9*а*, *б* показаны более детальные

фрагменты записи во время аномалии, а на рис. 4.9в, для сравнения, в последующий спокойный период. Амплитуда деформационных подвижек при аномалии достигала 10^{-8} , а в целом за этот период длина измерительной базы деформографа увеличилась на 6 мм.

В первые годы совместного эксперимента, достаточно часто случались пропуски в данных, обусловленные в первую очередь техническими сбоями. В последующем количество пропусков существенно снизилось и это позволило рассмотреть поведение относительных деформаций на длительном временном периоде [197]. На рис. 4.10а показан пример изменения деформаций в период с марта 2010 г. по февраль 2012 г. Из-за больших вариаций деформации в течение года, суточные данные получились сглаженными и для более объективной оценки были вычислены и построены графики медианных значений и среднеквадратичного отклонения разницы между максимальным и минимальным значением относительных деформаций за сутки, осреднённые в недельном окне (рис. 4.10б). На рис. 4.10в приведено поведение акустического давления P_s в диапазоне 0.6 – 2.0 кГц, осредненное в суточном окне. Из-за особенностей регистрации геоакустической эмиссии на станции «Карымшина», на этот диапазон оказывают слабое влияние метеорологические процессы, но при этом в нем наиболее ярко проявляются возмущения деформационной природы. Осреднение данных в суточном окне позволило удалить кратковременные возмущения и выявить характерный уровень акустического давления на длительных временных интервалах. При построении графиков пропуски в данных или аномалии, обусловленные действием метеорологических процессов (сильный ветер, дождь, резкие перепады атмосферного давления) заменялись медианными значениями.

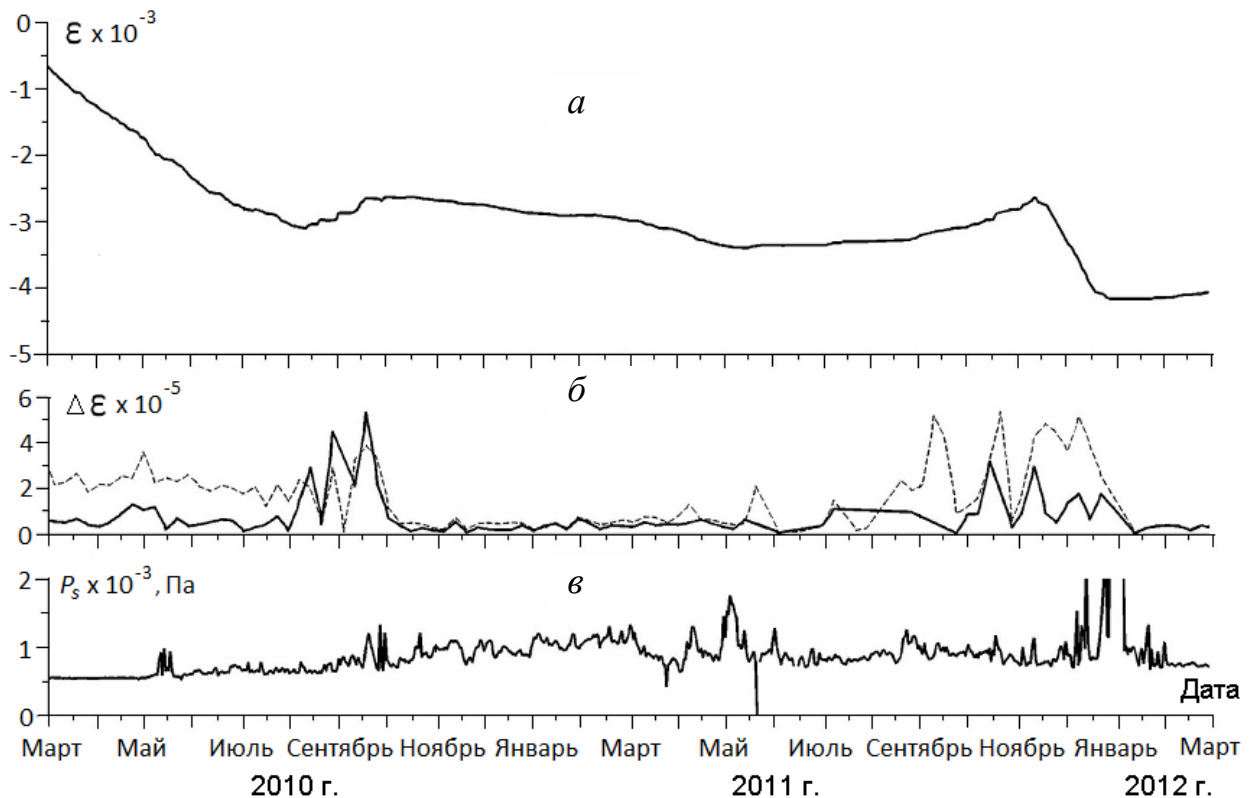


Рис. 4.10. Относительная деформация пород ε (*a*); медианные значения (пунктирная линия) и СКО (сплошная линия) разницы максимального и минимального значения относительных деформаций за сутки, осредненные в недельном окне (*б*); акустическое давление P_s в диапазоне 0.6 – 2 кГц, осредненное в суточном окне (*в*) за период 03.2010 г. – 02.2012 г.

Как следует из рис. 4.10, в течение длительных периодов времени наблюдаются преимущественные сжатия или растяжения пород, а наибольший интерес представляют области, в которых происходила смена направления деформации, так как в эти периоды регистрируются и максимальные повышения амплитуды геоакустической эмиссии. Вышеуказанное происходит, например, в июле-ноябре 2010 года. В деформационном процессе преимущественное сжатие меняется на преимущественное растяжение, регистрируются увеличение среднего и выброса относительно среднего в медианных значениях и СКО суточных вариаций относительной деформации, а также повышение уровня геоакустической эмиссии. В период с октября 2011 года по февраль 2012 года произошла смена направлений деформации, резко увеличилась скорость преимущественного сжатия пород, а так же возросла интенсивность относительной деформации за сутки. В этот период выявлено и самое

значительное по амплитуде возмущение геоакустической эмиссии. Такое сильное сжатие за достаточно короткий период времени было зарегистрировано впервые.

Из рис. 4.10 следует, что изменение относительной деформация за несколько месяцев, например с марта по июль 2010 г., составило очень большие величины порядка 10^{-3} . Это не может быть связано с ошибкой измерения, так как тренд, обусловленный аппаратными особенностями системы регистрации, компенсировался, так же учитывалось влияние плохих метеоусловий. Наиболее вероятной причиной такой сильной деформации является следующее. Поверхностные осадочные породы на береговом горном склоне в районе реки Карымшина, месте установки лазерного деформографа, находятся в постоянном движении – в сдвиговом пластическом течении, скорости которого на порядки превышают скорости региональных пластических деформаций на Камчатке. Породы на крутых склонах постоянно находятся в состоянии близком к критическому, лавиноопасному, поэтому они так чувствительны к слабым деформационным возмущениям, которые возникают локально в непосредственной близости или как результат предвестников удаленных землетрясений. Так же следует учитывать, что место установки располагается в зоне разноранговых тектонических разломов. Их динамика может приводить к значительным изменениям в поверхностных осадочных породах.

Выводы по главе 4

Аномалии геоакустической эмиссии в виде резкого и продолжительного повышения уровня в частотном диапазоне от сотен герц до десяти килогерц возникают при активизации деформационных процессов в области наблюдений. В эти периоды повышается скорость деформации, и появляются многочисленные подвижки приповерхностных осадочных пород различной амплитуды, что приводит к генерации эмиссии повышенной интенсивности. Наиболее ярко такие эффекты наблюдаются на заключительной стадии подготовки землетрясений.

В месте регистрации деформаций на станции «Карымшина» наблюдаются периоды преимущественного сжатия или растяжения пород длительностью до нескольких месяцев. Наиболее сильные аномалии геоакустической эмиссии возникают при увеличении скорости деформационного процесса в периоды смены направлений в относительных деформациях.

Глава 5. Регистрация сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии как перспективный метод краткосрочного прогноза землетрясений

5.1. Моделирование зон геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясения

Известно, что землетрясениям предшествует длительный процесс подготовки. Предложено много моделей этого процесса, имеющих различия в деталях, но одинаково описывающих основные этапы подготовки [54, 117, 144]. Первый из них обусловлен накоплением упругой потенциальной энергии в гипоцентральной области. Его продолжительность растет с магнитудой готовящегося землетрясения и может измеряться годами. Следующий этап характеризуется пластическими подвижками, образованием микротрещин, форшоками, длится от нескольких часов до нескольких суток, и заканчивается образованием магистрального разрыва, т.е. очага землетрясения.

Именно на этом этапе в различных физических полях, в том числе акустическом, на достаточно больших расстояниях от готовящегося землетрясения наблюдаются краткосрочные предвестники. Поскольку процесс подготовки имеет в первую очередь механическую природу, в качестве зоны проявления предвестников целесообразно выбрать область вокруг очага, на которой наблюдаются аномалии в деформациях, превышающие по уровню приливные, т.е. 10^{-8} [54].

И.П.Добровольский в своих работах [53, 54] показал, что размер этой зоны будет обусловлен энергией готовящегося землетрясения и предложил достаточно простую формулу для оценки ее радиуса: $R = 10^{0.433M} \approx e^M$ км, где M - магнитуда землетрясения, e - трансцендентное число, основание натуральных логарифмов.

В работах [4, 38, 110, 111] приведены результаты моделирования поля напряжений вокруг очага при подготовке землетрясения. Для упрощения рассматривается однородное упругое полупространство и модели очага (рис. 5.1)

в виде простой сосредоточенной силы [4, 38] и двойной силы без момента [110, 111]. Конечно, модель среды в виде однородного упругого полупространства, существенно упрощает реальную структуру горных пород, но ее использование позволяет оценить возможность возникновения и размеры зон с повышенными напряжениями вокруг готовящегося очага.

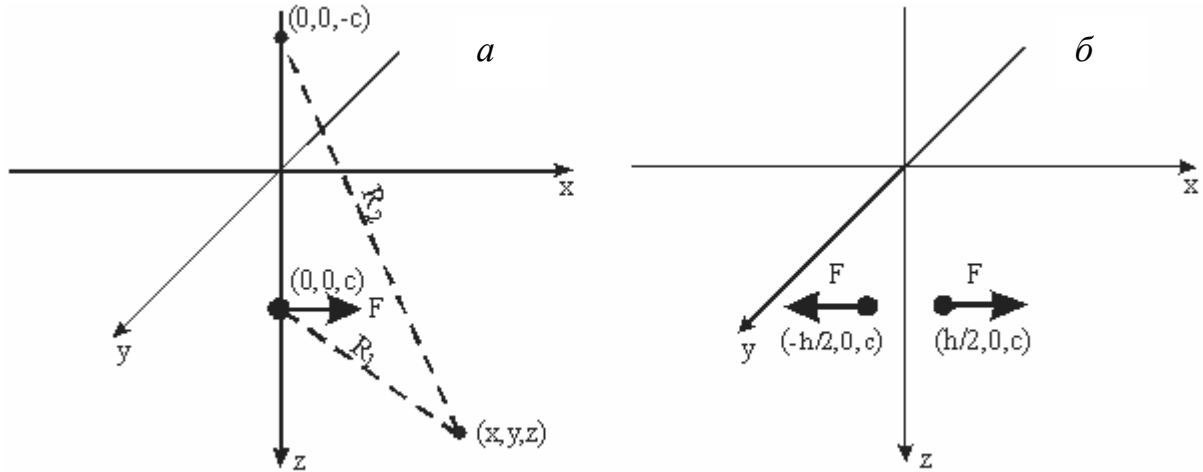


Рис. 5.1. Направления сил, простой (а) и двойной без момента (б), $(0, 0, c)$ – точка приложения сосредоточенной силы, $(h/2, 0, c)$ и $(-h/2, 0, c)$ – точки приложения двойной силы, c – глубина горизонта источника напряжений, F – модуль простой и двойной силы.

При вычислениях в работах [4, 38, 110, 111] компоненты тензора напряжений для упругой изотропной среды выражались через вектор Галеркина $\mathbf{H} = iX + jY + kZ$ [201]:

$$\begin{aligned}
 \sigma_{xx} &= 2(1-\nu) \frac{\partial}{\partial x} \Delta X + \left(\nu \Delta - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right) \text{div} \mathbf{H}, \\
 \sigma_{yy} &= 2(1-\nu) \frac{\partial}{\partial y} \Delta Y + \left(\nu \Delta - \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \text{div} \mathbf{H}, \\
 \sigma_{zz} &= 2(1-\nu) \frac{\partial}{\partial z} \Delta Z + \left(\nu \Delta - \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \text{div} \mathbf{H}, \\
 \sigma_{yz} &= (1-\nu) \left(\frac{\partial}{\partial z} \Delta Y + \frac{\partial}{\partial y} \Delta Z \right) - \frac{\partial^2}{\partial y \partial z} \text{div} \mathbf{H}, \\
 \sigma_{zx} &= (1-\nu) \left(\frac{\partial}{\partial x} \Delta Z + \frac{\partial}{\partial z} \Delta X \right) - \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} \text{div} \mathbf{H},
 \end{aligned} \tag{31}$$

$$\sigma_{xy} = (1-\nu) \left(\frac{\partial}{\partial y} \Delta X + \frac{\partial}{\partial x} \Delta Y \right) - \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} \operatorname{div} \mathbf{H}.$$

где X, Y, Z - координаты вектора Галеркина, $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}, \sigma_{yz}, \sigma_{zx}, \sigma_{xy}$ - компоненты тензора напряжений, Δ - оператор Лапласа, $\nu = \lambda / 2(\lambda + \mu)$ - коэффициент Пуассона.

Вектор Галеркина для простой сосредоточенной силы, помещенной в точку c на оси z и направленной параллельно оси x (рис. 5.1а), имеет вид [202]:

$$X = \frac{F}{8\pi(1-\nu)} \left(R_1 + R_2 - \frac{2c^2}{R_2} + 4(1-\nu)(1-2\nu)[(z+c)\ln(R_2+z+c) - R_2] \right),$$

$$Y = 0, \tag{32}$$

$$Z = \frac{F}{8\pi(1-\nu)} \left(\frac{2cx}{R_2} + 2(1-2\nu)x\ln(R_2+z+c) \right),$$

где $R_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + (z-c)^2}$, $R_2 = \sqrt{x^2 + y^2 + (z+c)^2}$.

Аналитическое решение для тензора напряжений в этом случае получается подстановкой вектора Галеркина (32) в выражение (31) [202].

В случае двойной силы без момента поле напряжений будет выражаться через разность вектора Галеркина в двух точках полупространства $\mathbf{H}(-h/2, 0, c) - \mathbf{H}(h/2, 0, c)$ (рис. 5.1б). При $h \rightarrow 0$, $F \rightarrow \infty$ и $F \times h = M = \text{const}$, где M - момент диполя, поле напряжений определяется величиной $\mathbf{H}' = \partial \mathbf{H} / \partial x$, которая называется вектором Галеркина для двойной силы [117]. Его координаты имеют вид:

$$X' = \frac{Mx}{8\pi(1-\nu)} \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} - \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R_2+z+c} + \frac{2c^2}{R_2^3} \right),$$

$$Y' = 0, \tag{33}$$

$$Z' = \frac{M}{8\pi(1-\nu)} \left(\frac{2c}{R_2} - \frac{2cx^2}{R_2^3} + \frac{2(1-2\nu)x^2}{R_2(R_2+z+c)} + 2(1-2\nu)\ln(R_2+z+c) \right).$$

Для вычисления тензора напряжений в случае двойной силы без момента вектор Галеркина (33) подставляется в выражение (31).

В работе [4] в результате вычислительных экспериментов (моделирование поля напряжений в однородном упругом полупространстве для точечного источника) показано, что под действием касательных и растягивающих тектонических напряжений вокруг очага землетрясения образуется зона разуплотнения горных пород (дилатансии). Эта зона образуется в той части полупространства, где касательные напряжения доминируют над сжатием, что и приводит к возникновению трещин и разуплотнению среды. Выявлено образование двух зон дилатансии: "очаговой" – вокруг источника и "пограничной (поверхностной)" – в слое около поверхности. Установлено, что в зависимости от параметров источника (глубины, интенсивности, ориентации) размер "пограничной" зоны может существенно изменяться – от полного исчезновения до горизонтальных размеров в 200 и более километров [4]. Для оценки областей дилатансии при заданном поле напряжений $\{\sigma_{ij}\}$ использовано следующее выражение [4]:

$$D_{\tau} \equiv \tau - \alpha(P + \rho gz) - S \geq 0, \quad (34)$$

где ρ - плотность породы, g - ускорение свободного падения, z - глубина точечного источника, $P = -\frac{1}{3}(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})$ - гидродинамическое давление, α - коэффициент внутреннего трения, S - сцепление породы, $\tau = \frac{\sqrt{3}}{2} [(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})^2 + (\sigma_{yy} - \sigma_{zz})^2 + (\sigma_{zz} - \sigma_{xx})^2 + 6(\sigma_{xy}^2 + \sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2)]^{\frac{1}{2}}$ - интенсивность касательных напряжений.

На рис. 5.2 показан пример моделирования зон дилатансии в сечении $y = 0$ для случая простой силы на глубине 15 км. Используются следующие параметры упругого полупространства [4]: $V_p = 6$ км/с, $V_s = V_p / \sqrt{3}$, $\lambda = \mu = \rho V_s^2 = 3.48 \times 10^{10}$ Па,

$\rho = 2900 \text{ кг/м}^3$, $g = 9.8 \text{ м/с}^2$, $S = 3 \times 10^6 \text{ Па}$, $\alpha = 0.5$, $F = 5 \times 10^{16} \text{ Н}$. На рис. 5.3 показан этот же пример для "поверхностной" дилатансии в сечении $z = 0$.

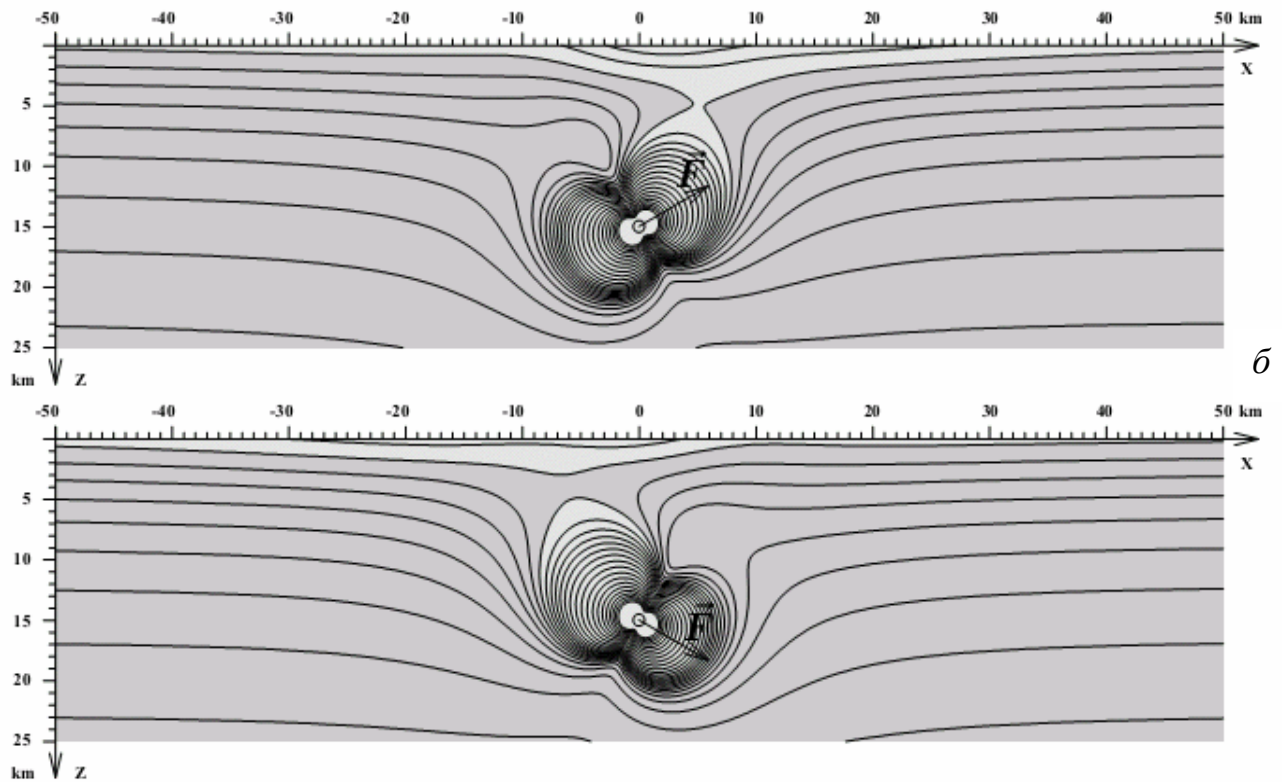


Рис. 5.2. Формы "очаговой" и "поверхностной" зон дилатансии в сечении $y = 0$. Источник на глубине $h = 15 \text{ км}$. Сила $\vec{F} = F \times \vec{n}$, $F = 5 \times 10^{16} \text{ Н}$, $\vec{n} = (\cos \vartheta, 0, \sin \vartheta)$, $\vartheta = -30^\circ$ (а), $\vartheta = 30^\circ$ (б).

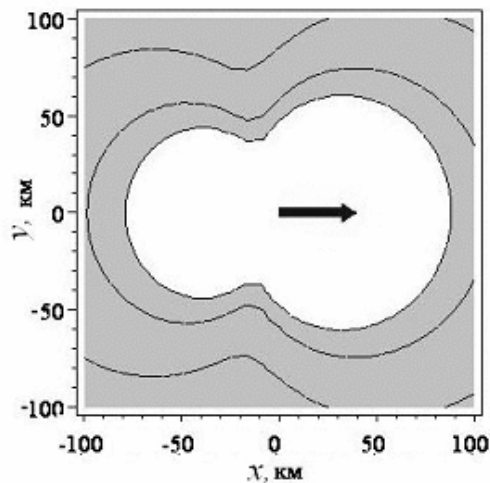


Рис. 5.3. Форма "поверхностной" зоны дилатансии в сечении $z = 0$. Глубина $h = 15 \text{ км}$, $\vec{F} = F \times \vec{n}$, $F = 5 \times 10^{16} \text{ Н}$, $\vec{n} = (\cos \vartheta, 0, \sin \vartheta)$, $\vartheta = -30^\circ$.

Модель очага в виде простой сосредоточенной силы является очень упрощенной, поэтому в работах [110, 111] при расчетах зон дилатансии

использована предложенная в [59, 117] модель двойной силы (рис. 5.1б). На рис. 5.4 показан пример моделирования зон дилатансии в сечениях $y = 0$ и $z = 0$ для двойной силы без момента на глубине 15 км. Используются следующие параметры упругого полупространства [110]: $\rho = 2900 \text{ кг/м}^3$, $g = 9.8 \text{ м/с}^2$, $S = 3 \times 10^6 \text{ Па}$, $\alpha = 0.5$, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, модуль Юнга $E = \mu(3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu) = 8.7 \times 10^{10} \text{ Па}$, момент $M = 5 \times 10^{22} \text{ Нм}$.

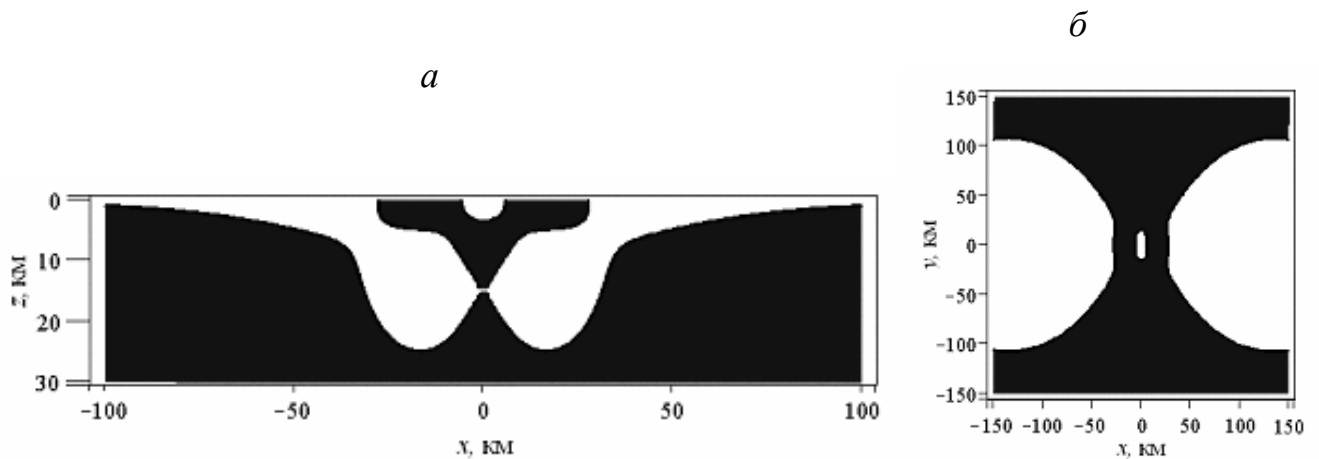


Рис. 5.4. Форма зон дилатансии (светлые области) в сечении $y = 0$ (а) и $z = 0$ (б) для случая двойной силы без момента на глубине 15 км.

Из рис. 5.4 видно, что размер зоны поверхностной дилатансии в случае модели очага в виде двойной силы превышает сто километров [110, 111].

Несмотря на свои ограничения, модель простой сосредоточенной силы может быть использована при расчетах зон повышенных напряжений в случае подготовки очага землетрясения на границе тектонических плит в зоне субдукции. Именно такой областью является восточное побережье полуострова Камчатка. В работе [38] с использованием модели простой сосредоточенной силы по нескольким реальным сейсмическим событиям в зоне субдукции, имевшим предсейсмический отклик в высокочастотной геоакустической эмиссии, был проведен расчет поверхностных зон повышенных напряжений. С учетом того, что рассматривались поверхностные эффекты, все Z компоненты тензора напряжений были приняты равными нулю. Так как прочность пород по отношению к касательным напряжениям существенно меньше, чем к сжатию, рассмотрены сдвиговые напряжения σ_{xy} [38], которые вычислялись в соответствии с (31) и

(32). По энергетическому классу землетрясения был рассчитан модуль силы, параметры упругого полупространства были аналогичны рассмотренным выше примерам, напряжения пересчитывались в деформации по закону Гука. На рис. 5.5 приведены примеры расчетов для двух землетрясений с энергетическим классом $K \geq 13$, перед которыми регистрировались аномальные возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии [90]. Для энергетической классификации землетрясений использовались классы K по шкале С.А.Федотова [154]. На рис. 5.5а представлены результаты моделирования для землетрясения, произошедшего 15.03.2003 г. в 19:41 UT, $K=13.8$, координаты гипоцентра: 52.1°N , 160.63°E , глубина 4.7 км. Эпицентральное расстояние до станций «Карымшина» и «Микижа» составило ≈ 180 км.

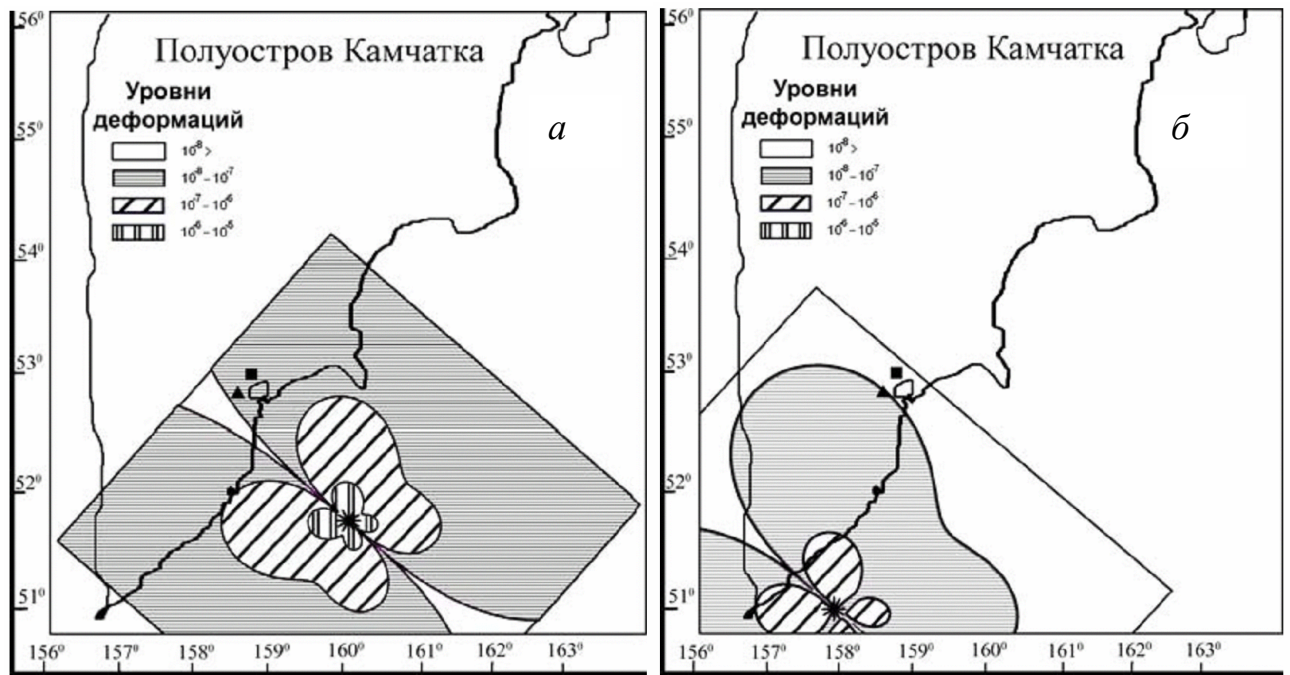


Рис. 5.5. Зоны относительных сдвиговых деформаций для двух землетрясений. * - эпицентры землетрясений; ▲ - станция «Карымшина», ■ - станция «Микижа».

Параметры землетрясения для примера на рис. 5.5б: дата 29.05.2003 г. в 5:59 UT, $K = 13.0$, координаты гипоцентра: 50.83°N , 157.83°E , глубина 9.5 км. Эпицентральное расстояние до станции «Карымшина» ≈ 185 км, до станции «Микижа» ≈ 200 км. Из рис. 5.5 видно, что в первом случае обе станции находились в зоне повышенных напряжений с деформациями порядка 10^{-7} , во втором случае в такую зону попала только станция «Карымшина», хотя

аномальные возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии были зарегистрированы на обеих станциях [90]. На основании этого можно предположить, что используемая модель является упрощенной, но с ее помощью можно в принципе объяснить возникновение предсейсмических аномалий в различных геофизических полях, в том числе в высокочастотной геоакустической эмиссии.

В работах [110, 111] для выделения различных уровней напряжений предложено воспользоваться критерием максимальных касательных напряжений:

$$\sigma_{\max} = \max(|\sigma_1 - \sigma_2|, |\sigma_2 - \sigma_3|, |\sigma_3 - \sigma_1|) / 2, \quad (35)$$

где $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ - главные значения тензора напряжений.

Учет литостатического давления ρgz осуществляется добавлением его в тензор напряжений $\sigma_{ik} \rightarrow \sigma_{ik} - \rho gz \delta_{ik}$, где δ_{ik} - единичный тензор. Однако на поверхности земли XU , представляющей интерес для геоакустических наблюдений, литостатические эффекты отсутствуют. Более того, на этой поверхности, поскольку она свободная, все z-компоненты тензора напряжений σ_{ik} равны нулю, а значит, и $\sigma_3 = 0$.

Подход с использованием критерия σ_{\max} позволяет вычислить зоны с различными уровнями напряжений и найти направления максимальных касательных напряжений [110, 111]. Они ориентированы под углом 45° к оси наибольшего сжатия. На поверхности XU при $Z = 0$ это взаимно-перпендикулярные направления, повернутые относительно главных осей на 45° .

По этим направлениям будут ориентированы поверхности разрывов в сдвиговых источниках акустического излучения. Как известно, по этим направлениям формируется скол, и они определяют ориентации диаграмм направленности продольных и поперечных акустических колебаний [144].

В случае изотропного сжатия $\sigma_1 - \sigma_2 = 0$, сдвиговые напряжения и источники акустического излучения отсутствуют, диаграмма направленности

акустических колебаний при этом изотропна. Однако поля напряжений сосредоточенных сил, характеризуются соотношением $|\sigma_1 - \sigma_2| \sim |\sigma_1|, |\sigma_2|$.

С помощью критерия максимальных сдвиговых деформаций $\varepsilon_{\max} = (1 + \nu)\sigma_{\max} / E$ в [110] построены зоны геоакустической эмиссии, различающиеся интенсивностью акустических колебаний. В расчетах использовались параметры упругого полупространства, аналогичные рассмотренным выше примерам, глубина очага 15 км. На рис. 5.6 показаны зоны геоакустической эмиссии на свободной поверхности $XY, Z=0$ в двух случаях сил, простой ($F = 5 \times 10^{13}$ Н) и двойной без момента ($F = 5 \times 10^{13}$ Н, $h = 10^5$ м, сейсмический момент $M = F \times h = 5 \times 10^{18}$ Нм), которые соответствуют землетрясениям с энергетическим классом $K=13$ [110].

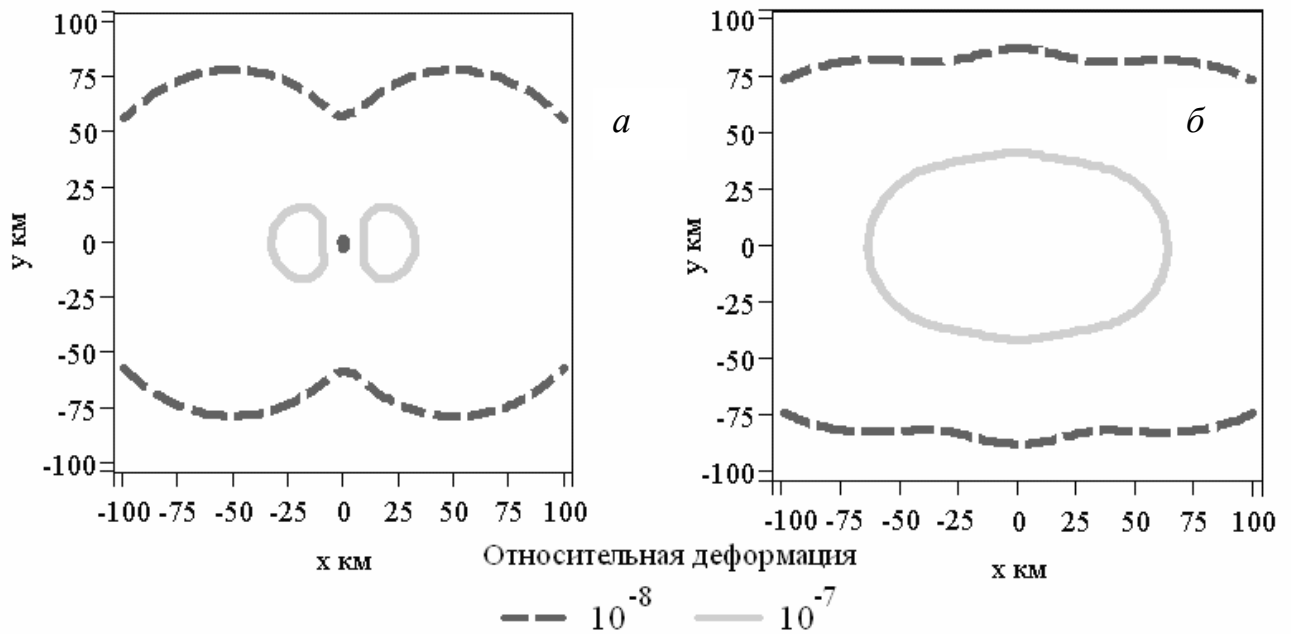


Рис. 5.6. Уровни сдвиговых деформаций, определяемые с помощью критерия ε_{\max} в двух случаях сил, простой (а) и двойной без момента (б).

Согласно рис. 5.6, зоны геоакустической эмиссии по уровню относительных деформаций больше 10^{-8} простираются на расстояния более сотни километров от эпицентров землетрясений, что может объяснить возникновение аномалий геоакустической эмиссии на большом удалении от области подготовки сейсмического события [110].

Таким образом, в результате модельных исследований [4, 38, 53, 54, 110, 111] показано, что вокруг очага готовящегося землетрясения на расстояниях до сотен километров могут образовываться области повышенных напряжений с относительными деформациями, превышающих по своему уровню приливные. При таких деформациях возникают аномалии геоакустической эмиссии в диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц, что подтверждено результатами натуральных экспериментов, представленных в предыдущей главе. Все это объясняет появление предсейсмических акустических эффектов на большом удалении от эпицентра готовящегося землетрясения, которые будут обсуждаться ниже.

5.2. Статистика регистрации аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии перед землетрясениями Южной Камчатки

Наблюдения на Камчатке, проводимые более десяти лет, показали, что в течение нескольких суток перед сильными землетрясениями на расстоянии сотен километров от эпицентра возникают аномалии геоакустической эмиссии в виде резкого и продолжительного повышения интенсивности акустических шумов в килогерцовом диапазоне частот. Впервые наличие таких аномалий перед сейсмическими событиями с энергетическими классами $K > 11$ обсуждалось в работе А.В.Купцова [73]. В дальнейших исследованиях [44, 46, 47, 56, 74, 75, 90, 91, 168, 197] эти результаты нашли подтверждение и были дополнены.

Анализ поведения геоакустической эмиссии перед землетрясениями в условиях спокойной погоды (отсутствие дождя, скорость ветра не более 5 м/с) показал, что все регистрируемые аномалии можно разделить на две группы [90]. Первая из них проявляется в накопленном за 4 с акустическом давлении P_s в виде квазипериодических пульсаций в килогерцовых диапазонах частот (рис. 5.7). На слух в исходном сигнале они напоминают скрежет открываемых дверей (см. примеры на рис.3.9, 3.10). Вторая группа аномалий характеризуется резким

продолжительным увеличением уровня акустических шумов в килогерцовых диапазонах, на слух воспринимаемым как переход от отдельных щелчков к грохоту камнепада или реву реактивного двигателя (рис. 5.8). В этом случае по сравнению с фоновым периодом резко возрастает частота следования импульсов эмиссии и их амплитуда. Примеры сигналов, формирующих такие аномалии, приведены на рис. 3.3 – 3.8.

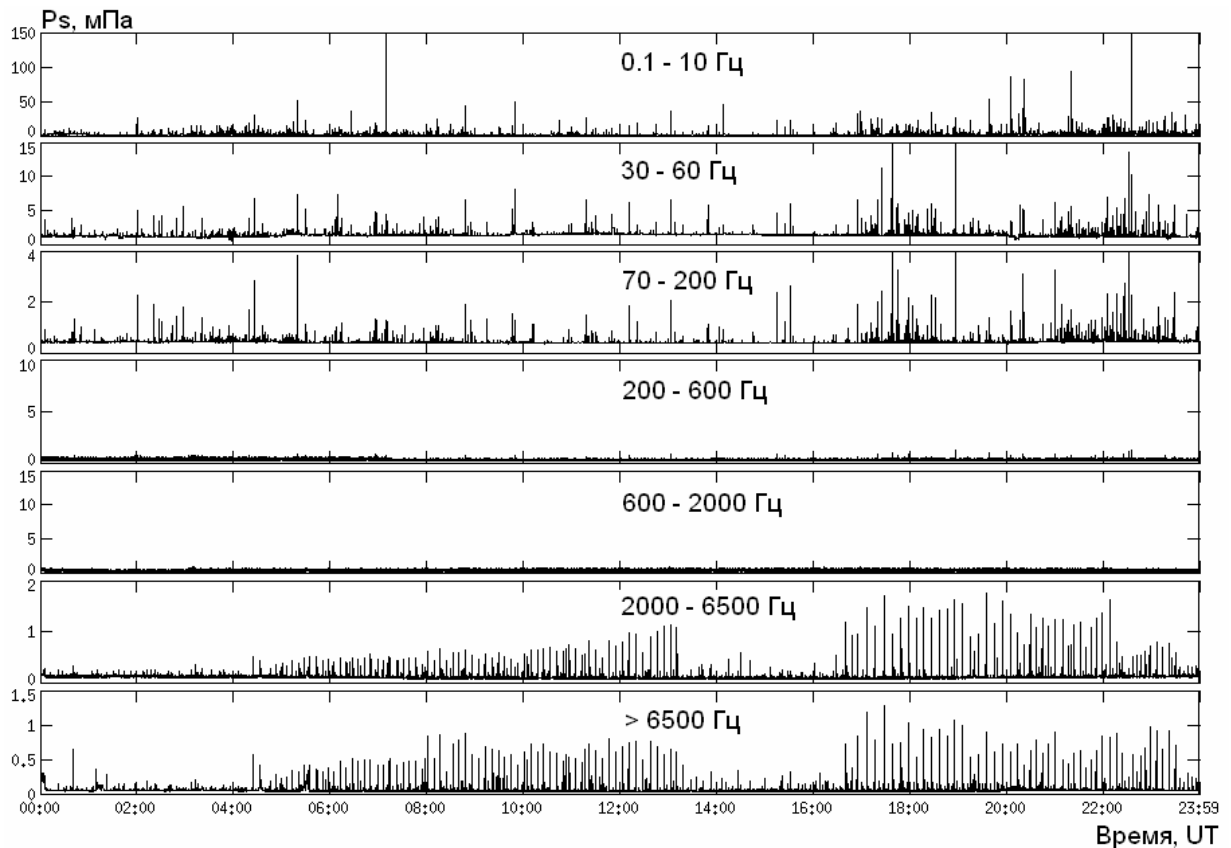


Рис. 5.7. Пример аномалии геоакустической эмиссии в виде повторяющихся пульсаций, зарегистрированных 11.08.2009 г. на станции «Микижа».

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений, перед которыми наблюдались или отсутствовали геоакустические аномалии, показал, что они группируются в отдельные области практически без перекрытия. На карте Камчатки показаны землетрясения, произошедшие в период 1999 – 2004 гг. во время регистрации аномалий геоакустической эмиссии на станциях «Микижа» (рис. 5.9) и «Карымшина» (рис. 5.10) [72 – 74].

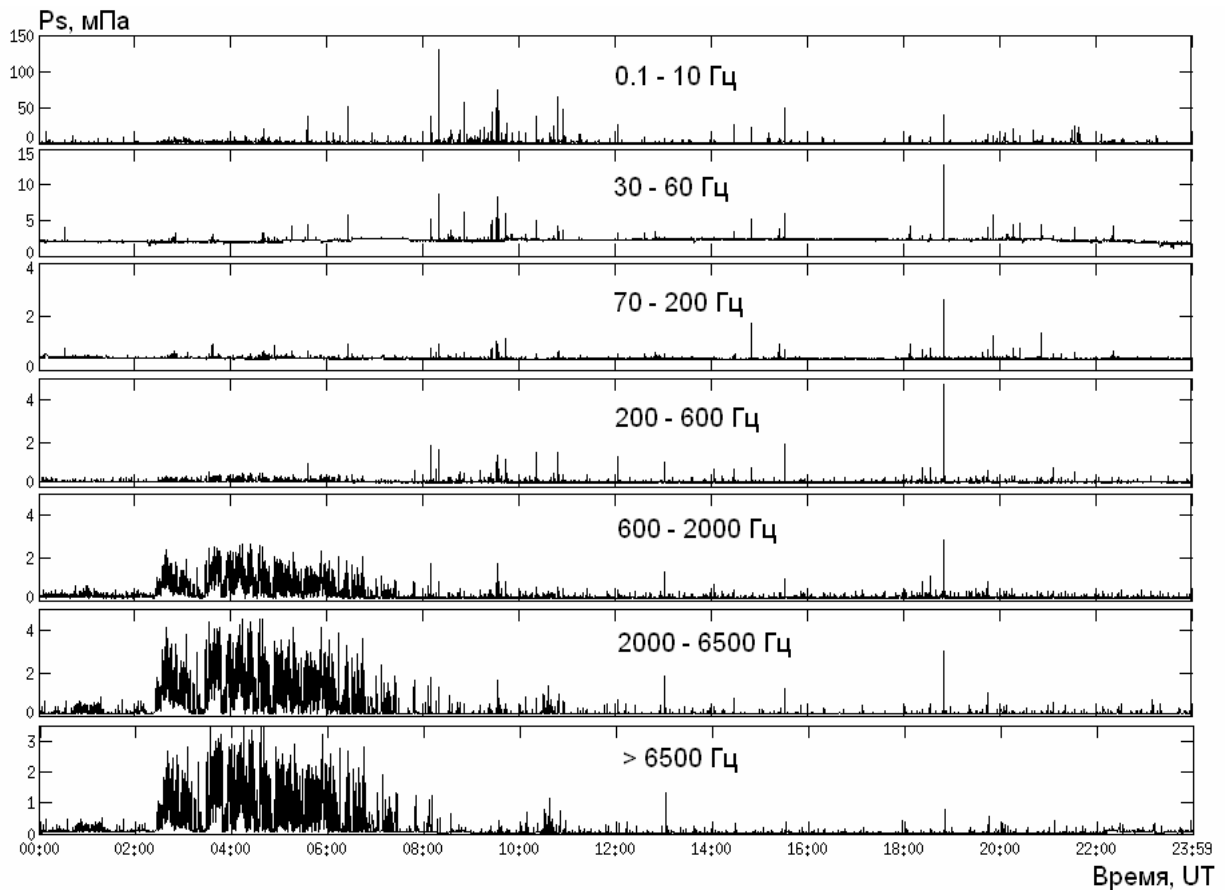


Рис. 5.8. Пример аномалии эмиссии в виде продолжительного увеличения уровня шумов, зарегистрированной 3.12.2009 г. на станции «Микижа».

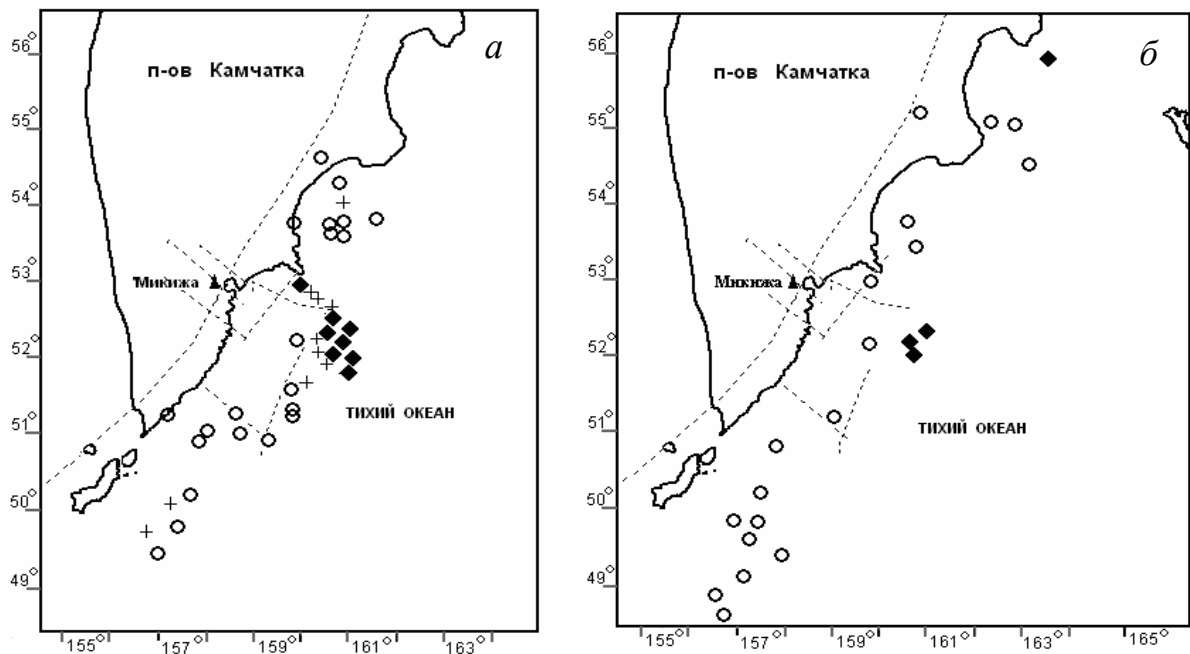


Рис. 5.9. Эпицентры землетрясений с энергетическим классом $11.0 \leq K < 12.0$ на расстояниях до 400 км (а) и $K \geq 12$, расстояния до 700 км (б) в периоды регистрации геоакустических аномалий на станции «Микижа». Пунктирные линии – основные разломы [по: 5], \blacktriangle – пункты наблюдений; эпицентры землетрясений: предварялись аномалиями первого типа (+), второго типа (o), аномалии не наблюдались (\blacksquare).

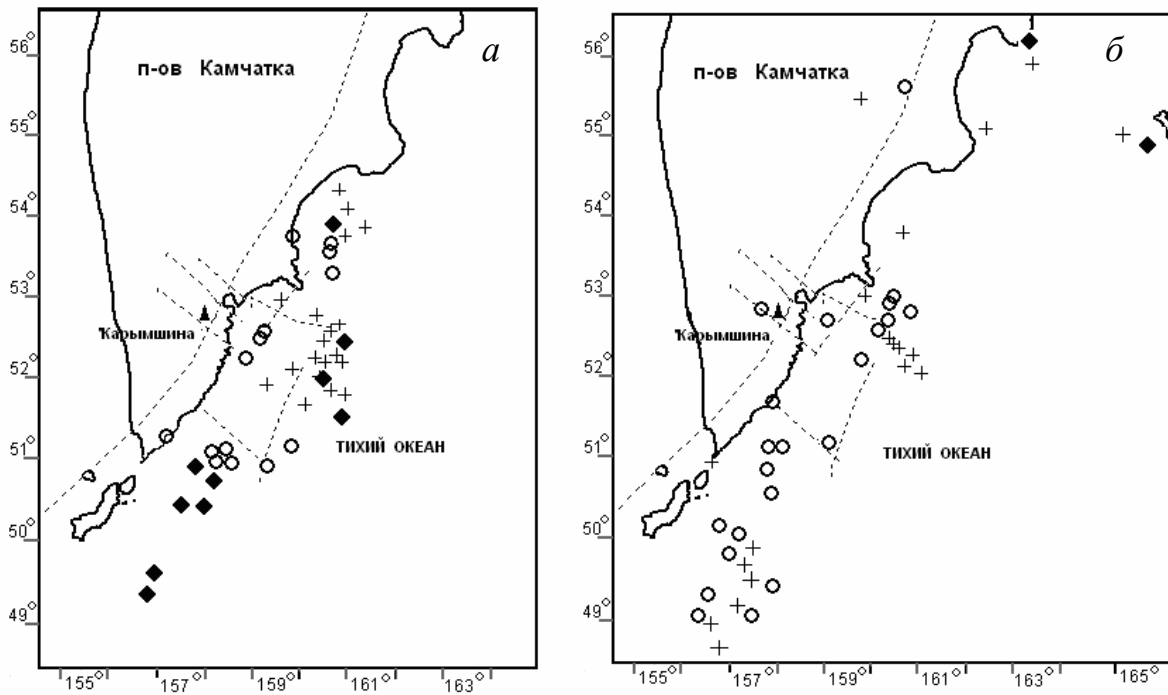


Рис. 5.10. Эпицентры землетрясений с энергетическим классом $11.0 \leq K < 12.0$ на расстояниях до 400 км (а) и $K \geq 12$, расстояния до 700 км (б) в периоды регистрации геоакустических аномалий на станции «Карымшина». Условные обозначения см. в подрисуночной подписи к рис. 5.9.

Области с событиями, перед которыми нет геоакустических аномалий, хорошо локализованы. Во многом они обусловлены экранировкой разломами землетрясений с малой энергией и не наблюдаются у более мощных землетрясений. Статистика регистрации аномалий геоакустической эмиссии, предшествующих в период 1999 – 2004 гг. землетрясениям с энергетическими классами $11 \leq K < 12$ на эпицентральных расстояниях до 400 и $K \geq 12$, расстояния до 700 км, приведена в таблице 5.1, взятой из работы [75].

Как видно из табл. 5.1, аномальное повышение уровня акустического сигнала было зарегистрировано перед 28 из 38 землетрясений (74%) с $11 \leq K < 12$, произошедших в период работы станции «Карымшина». На станции «Микижа» из 36 землетрясений – 28 (78%) имели акустический отклик. Для землетрясений с $K \geq 12$, произошедших в период работы станций «Карымшина» и «Микижа», 95% и 88% имели акустический отклик соответственно.

Таблица 5.1. Статистика регистрации аномалий геоакустической эмиссии, предшествующих землетрясениям с энергетическими классами $11 \leq K < 12$ и $K \geq 12$.

Статистика регистрации	«Карымшина»		«Микижа»	
	$11 \leq K < 12$	$K \geq 12$	$11 \leq K < 12$	$K \geq 12$
Энергетический класс землетрясений				
Всего землетрясений в период работы станции	38	40	36	22
Из них землетрясения с предшествующими аномалиями геоакустической эмиссии	28	38	28	18
Землетрясения, которым предшествовали аномалии геоакустической эмиссии, %	74	95	78	82

Если учесть, что эпицентры большинства землетрясений, перед которыми не зарегистрированы аномалии эмиссии, группируются в отдельной области, то для остальных районов статистика регистрации аномалий эмиссии будет еще лучше. Таким образом, вероятность аномального повышения уровня звукового сигнала перед событиями за период 1999 – 2004 гг. получается в среднем 0.82. Для землетрясений с $K \geq 12$ – 0.85, а для более слабых событий – 0.76.

В дальнейших исследованиях была создана база возмущений геоакустической эмиссии на станции «Микижа» за период 2002 – 2007 гг. Предварительный анализ более ста случаев аномалий перед землетрясениями позволил выделить критерии отбора возмущений [88, 96]. В случае с аномалией в виде квазипериодических пульсаций, ее длительность должна быть не менее 1 часа, скважность появления пульсаций варьируется от единиц до десятков минут. Если регистрируется аномалия в виде продолжительного увеличения уровня шумов, то ее длительность должна быть не менее 15 минут при превышении среднего уровня сигнала более чем в 4 раза относительно фонового, который определяется в зависимости от времени года, так как в данных геоакустической эмиссии наблюдаются характерные сезонные вариации уровня (рис. 3.32).

С учетом установленных критериев выбора, была создана база возмущений геоакустической эмиссии за период 2002 – 2007 гг., включающая 758 случаев. Так как источниками возмущений эмиссии могли быть неблагоприятные метеофакторы (рис. 3.11 - 3.13), из базы были исключены случаи, когда аномалии наблюдались при дожде и ветре со скоростью более 5 м/с. В результате такого отбора осталось 308 аномальных возмущений, зарегистрированных при спокойной погоде.

Для подтверждения реальности эффекта возникновения аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии перед землетрясениями был проведено численное моделирование с применением метода Монте-Карло. На основе базы возмущений геоакустической эмиссии в период 2002 – 2007 гг. в условиях спокойной погоды был создан формализованный ряд с дискретностью 1 минута, в котором при наличии возмущения использовано значение 1, при отсутствии - 0. Из базы региональных землетрясений (оперативные данные Камчатского филиала ГС РАН) были отобраны две группы землетрясений с $11.0 < K \leq 12.0$ (46 землетрясений) и $K > 12.0$ (30 землетрясений) на расстоянии $D \leq 315$ и $D \leq 350$ км соответственно. Такие дистанции выбраны в соответствии с данными анализа возмущений высокочастотной геоакустической эмиссии, представленными в [73], и скорректированы с учетом модели И.П.Добровольского [53, 54]. Следует отметить, что это все землетрясения соответствующих классов, которые произошли на данных дистанциях во время работы акустического комплекса при спокойной погоде в 2002 – 2007 гг. Для каждого сейсмического события в ряде возмущений геоакустической эмиссии рассмотрен интервал ± 5 суток в окрестности землетрясения и далее для групп с $11.0 < K \leq 12.0$ и $K > 12.0$ построены усредненные графики с наложением эпох (рис. 5.9а, 5.10а) [96].

Для подтверждения связи аномалий геоакустической эмиссии с конкретными реальными сейсмическими событиями, даты возникновения землетрясений были изменены случайным образом в рамках периода 2002 – 2007 гг., а далее построены аналогичные усредненные графики на основе метода

наложения эпох (рис. 5.11б, 5.12б). Следует отметить, что подобная методика была предложена в [81] при анализе сейсмоионосферных эффектов.

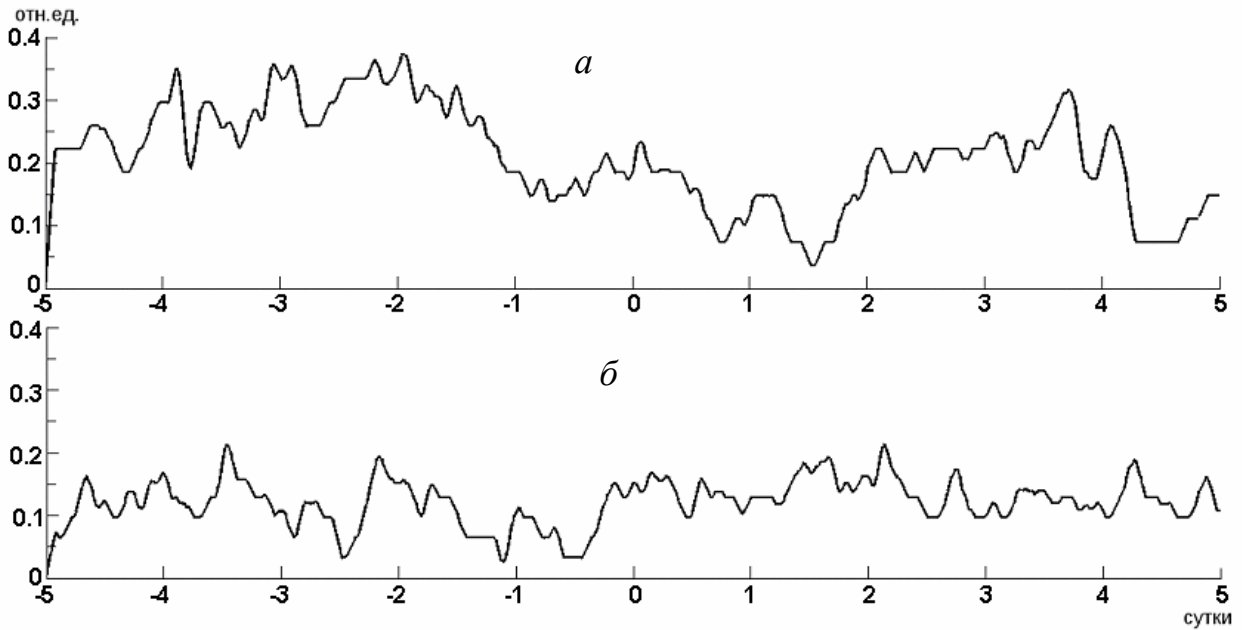


Рис. 5.11. Результаты численного моделирования для 46 землетрясений с $11.0 < K \leq 12.0$. Землетрясения с фактической датой (а), со случайно сгенерированной датой (б).

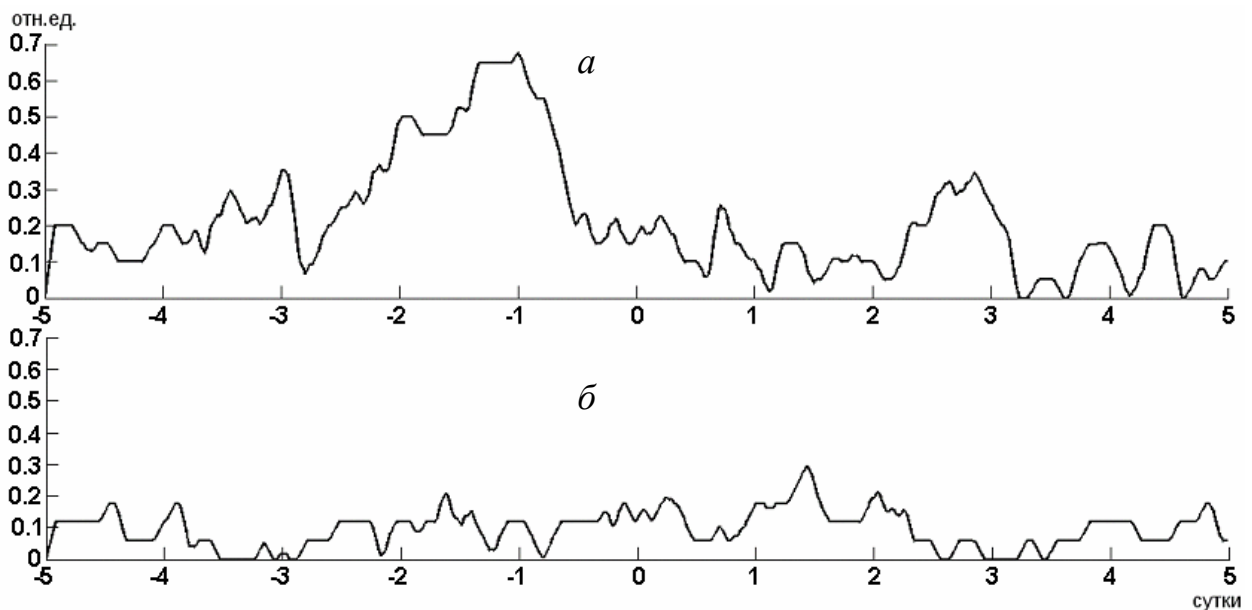


Рис. 5.12. Результаты численного моделирования для 30 землетрясений с $K > 12.0$. Землетрясения с фактической датой (а), со случайно сгенерированной датой (б).

Из рис. 5.11 и 5.12, видно, что возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии наблюдаются только перед реальными землетрясениями из регионального сейсмического каталога. Это справедливо для обеих групп

землетрясений, но наиболее сильно проявляется при сейсмических событиях с $K > 12.0$. Основное время, при котором регистрируется этот физический эффект составляет от 2.5 суток до 5 часов перед землетрясением. При изменении времени сейсмического события на случайную величину в рамках периода 2002 – 2007 гг. возмущения эмиссии отсутствуют (рис. 5.11б, 5.12б). Все это подтверждает реальность эффекта возникновения аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии перед землетрясениями.

В дальнейших исследованиях все аномалии в килогерцовом диапазоне частот, зарегистрированные на станции «Микижа» за период 2002 – 2007 гг. в условиях хорошей погоды (отсутствие дождя, ветра более 5 м/с), были систематизированы в каталог. Их сравнительный анализ с оперативными данными по землетрясениям Камчатского филиала ГС РАН показал следующие результаты:

- 30 из 46 (65.2 %) землетрясений с энергетическим классом $11.0 < K \leq 12.0$ на эпицентральной расстоянии до 300 км, предварялись аномалиями геоакустической эмиссии в интервале до 2.5 суток;
- 25 из 30 (83.3 %) землетрясений с энергетическим классом $K > 12.0$ на эпицентральной расстоянии до 400 км, предварялись аномалиями геоакустической эмиссии в интервале до 2.5 суток;
- 141 из 308 (45.8 %) аномалий геоакустической эмиссии в условиях хорошей погоды предшествовало землетрясениям с энергетическими классами не ниже 9.0. Следует отметить, что остальные аномалии также являлись откликами на изменение напряженно-деформированного состояния приповерхностных осадочных пород, но после них не наблюдались достаточно сильные сейсмические события.

Согласно последнему выводу, получается, что ложные аномалии составляют 54.2 %. Сколько из них соответствует действительно ложным аномалиям, возникшим в результате локальных изменений поля напряжений в массиве пород, а сколько – медленным удаленным землетрясениям, оценить очень сложно, ведь природа их формирования одинакова. При этом можно

рассмотреть вопрос о том, насколько удален источник деформационных возмущений, если в двух точках акустических наблюдений определить оси наибольшего сжатия по методике, рассмотренной в следующем пункте данной главы.

Процент ложных аномалий представляет интерес для понимания особенностей пластических процессов в природных средах и физики землетрясений. Например, если с помощью геоакустических аномалий строить прогноз землетрясений, то половина тревог будет ложной. А если учесть, что деформационные процессы лежат в основе формирования предвестников различной природы, то тот же вывод можно сделать и в отношении всех этих методов прогноза землетрясений [90].

Интересные примеры различных по форме аномалий геоакустической эмиссии, зарегистрированные перед землетрясениями на станции «Микижа», приведены на рис. 5.13 – 5.16. На рис. 5.13 приведена аномалия геоакустической эмиссии, зарегистрированная 27.09.2005 г. за полтора суток перед землетрясением с энергетическим классом $K = 12.4$, произошедшим 29.09.2005 г. в 09:17 UT на эпицентральной расстоянии 293 км. Координаты гипоцентра землетрясения 50.37°N , 157.7°E , глубина 32 км. Как видно из рис. 5.13 аномалия продолжительностью около пяти часов наблюдается преимущественно в виде продолжительного увеличения уровня акустических шумов в килогерцовых диапазонах.

На рис. 5.14. показана более продолжительная по времени аномалия аналогичной формы. В данном случае геоакустическое возмущение продолжалось с начала суток до примерно 18 часов UT 14.02.2006 г., а через двое суток на расстоянии 220 км наблюдался рой из четырех сейсмических событий. Наиболее мощное из которых с $K = 11.5$ произошло в 18:41 UT 16.02.2006 г. на эпицентральной расстоянии 223 км. Координаты гипоцентра землетрясения 51.12°N , 159.41°E , глубина 15 км.

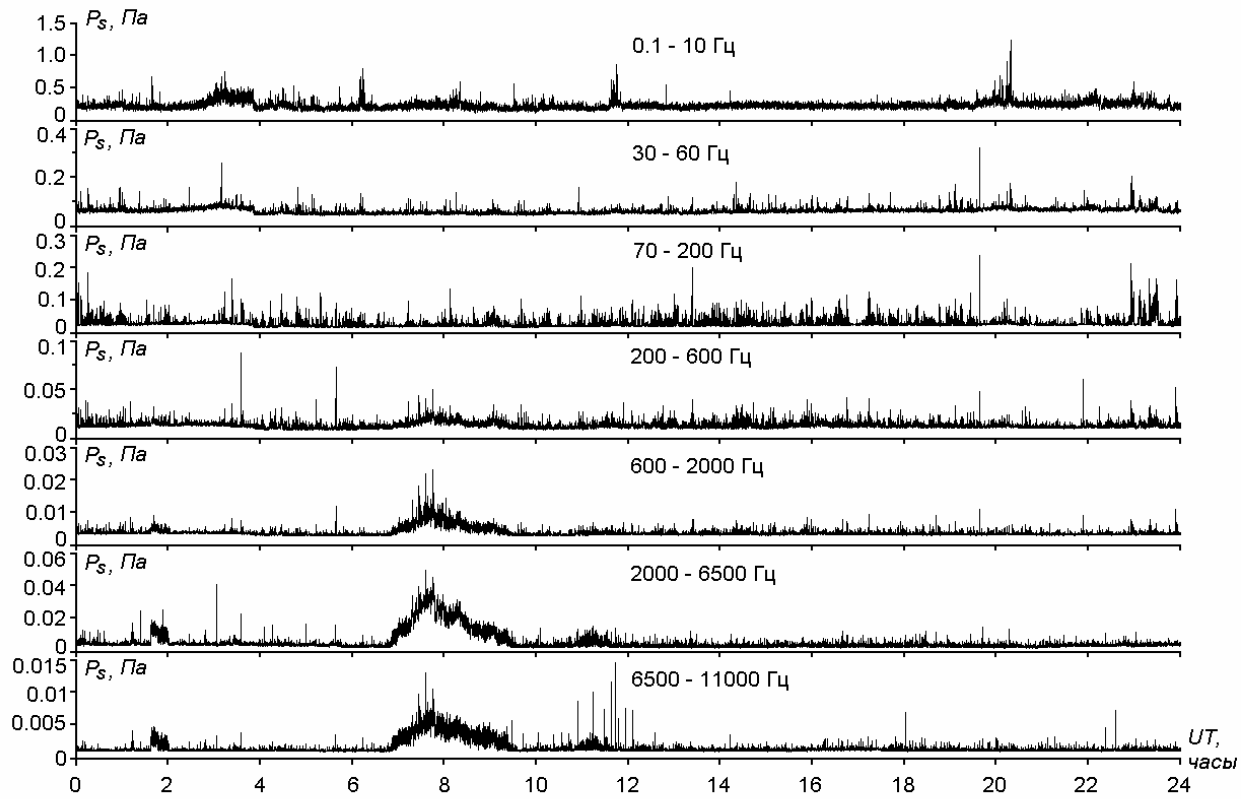


Рис. 5.13. Аномалия геоакустической эмиссии 27 сентября 2005 г.

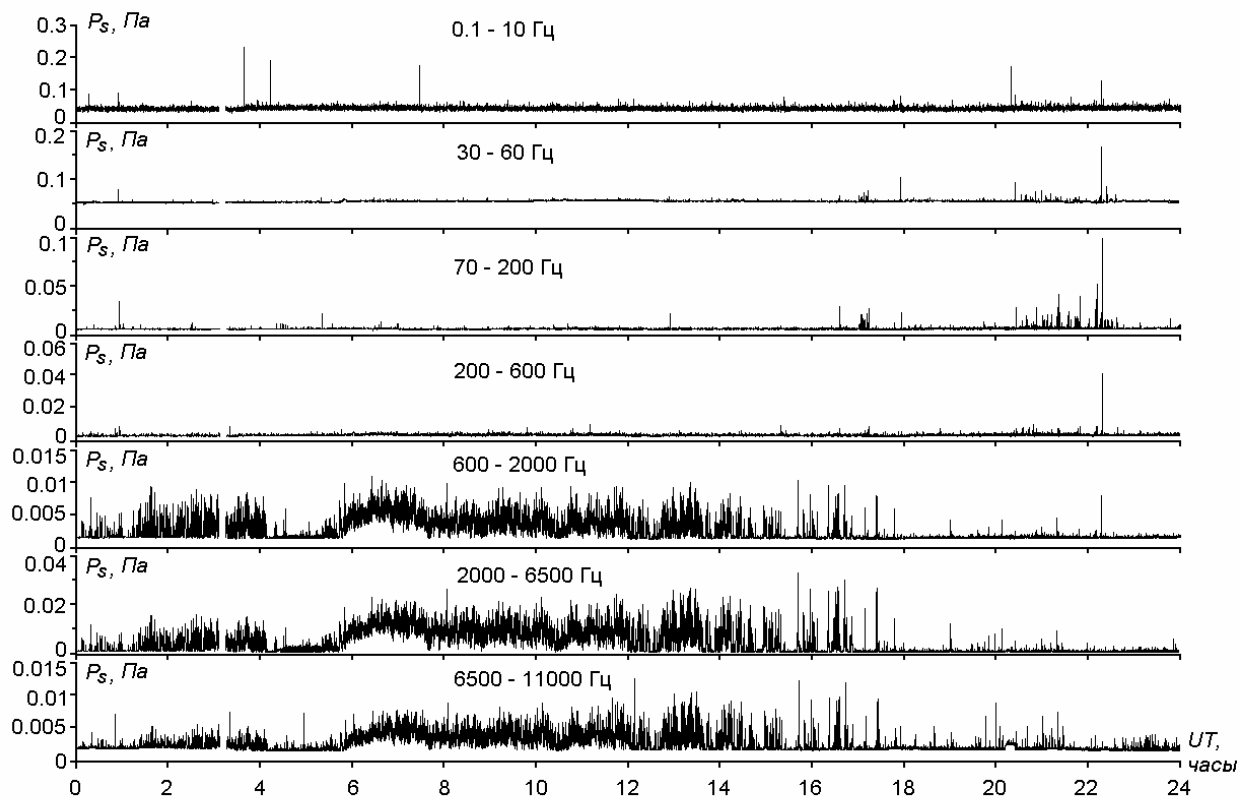


Рис. 5.14. Аномалия геоакустической эмиссии 14 февраля 2006 г.

На рис. 5.15 представлена аномалия в виде квазипериодических пульсаций в килогерцовых диапазонах частот, которая продолжалась около пяти часов 26.08.2006 г. Через двое суток в 12:16 UT 28.08.2006 г. на эпицентральной расстоянии 300 км произошло землетрясение с $K = 10.6$. Координаты гипоцентра землетрясения 50.39°N , 157.01°E , глубина 50 км. Следует отметить, что в данном случае отклик геоакустической эмиссии не такой яркий, как в предыдущих примерах, но и сейсмическое событие было меньшего класса и произошло на достаточно большом расстоянии.

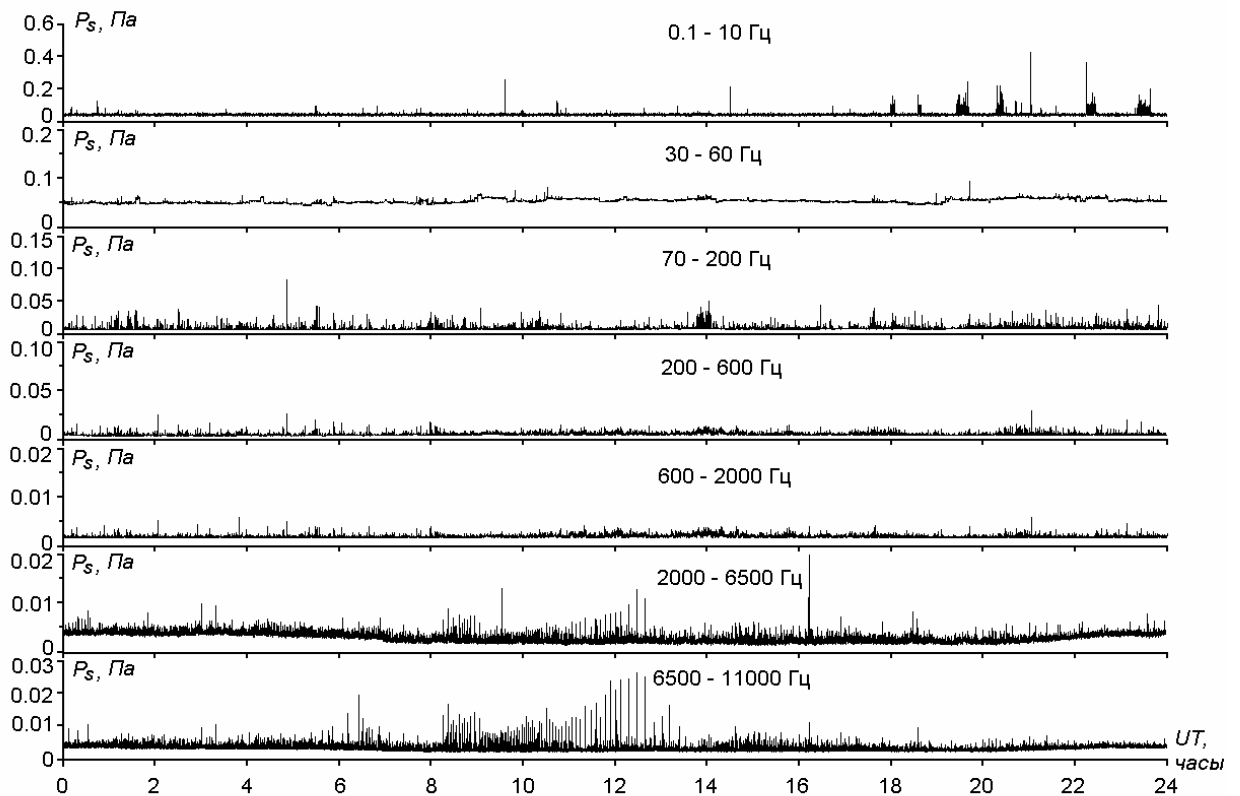


Рис. 5.15. Аномалия геоакустической эмиссии 26 августа 2006 г.

На рис. 5.16 показана аномалия продолжительностью около суток, которая наблюдалась 22-23.08.2006 г. перед роением из 15 сейсмических событий зарегистрированных 24.08.2006 г. на расстоянии около 220 км. Наиболее мощное землетрясение с $K = 13.8$ произошло в 21:50 UT 24.08.2006 г. на эпицентральной расстоянии 220 км. Координаты гипоцентра землетрясения 51.01°N , 158.01°E , глубина 40 км. В данном случае зарегистрирована достаточно сложная по форме аномалия эмиссии, в которой на фоне продолжительного увеличения уровня

акустических шумов в килогерцовых диапазонах частот наблюдаются еще более высокочастотные квазипериодические пульсации.

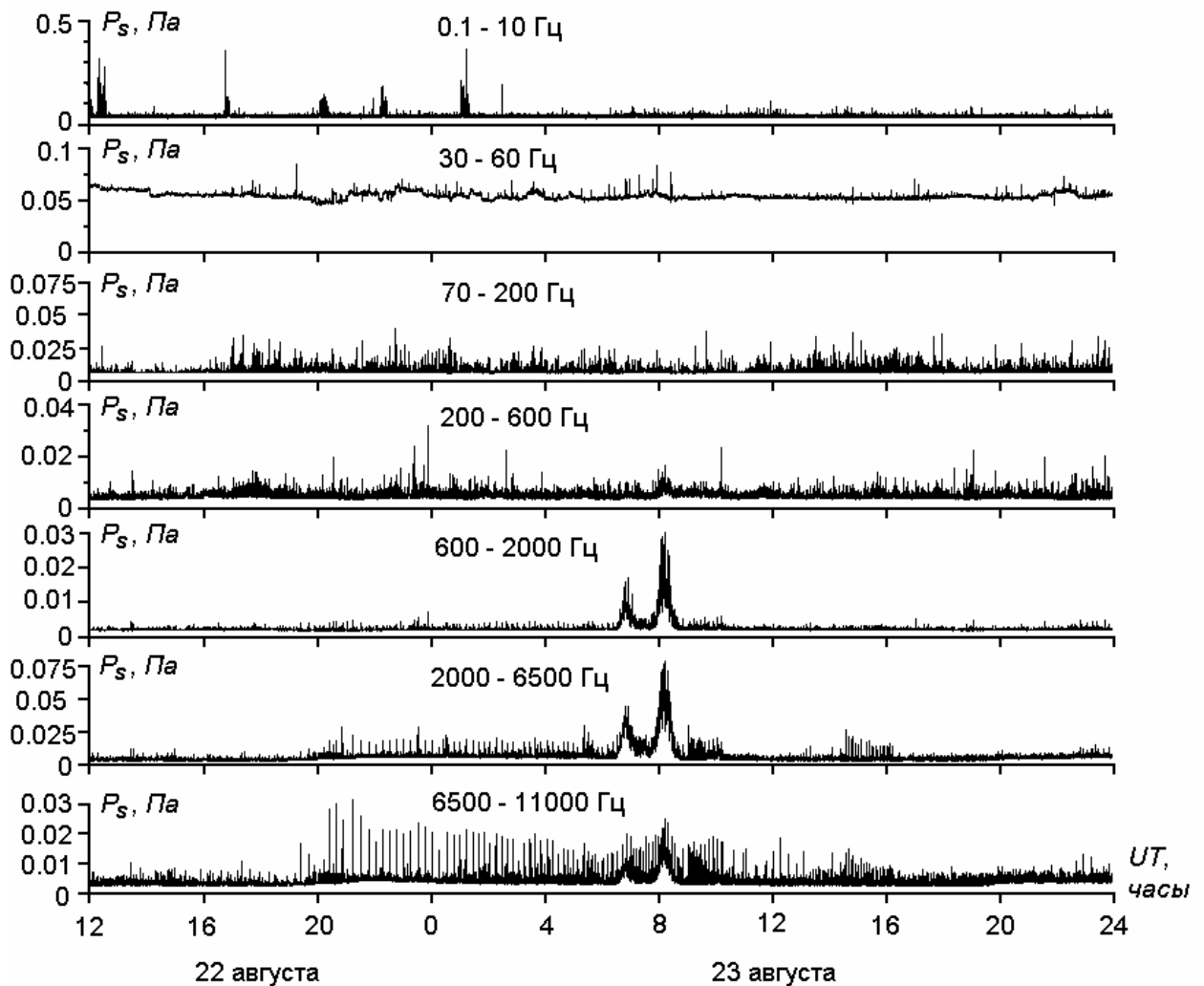


Рис. 5.16. Аномалия геоакустической эмиссии 22-23 августа 2006 г.

5.3. Оценка ориентации оси наибольшего сжатия пород в точке наблюдений

Направление максимальных касательных напряжений будет определять преимущественную ориентацию сдвиговых источников акустических колебаний в каждой точке пространства. В работе [110] приводятся результаты вычислительного эксперимента по оценке ориентации источников в случае действия простой и двойной сил. Направления находятся с помощью тензора напряжений σ_{ik} . Вычислительная процедура заключается в приведении этого тензора к главным осям. Относительно оси максимального сжатия выбирается два

направления под углом 45° . На эти направления накладываются диаграммы направленности акустического излучения. Диаграммы подробно рассмотрены выше в главе 3 (рис. 3.19) при анализе направленности геоакустического излучения. На рис. 5.17 приведены расчеты направлений максимальных касательных напряжений и наложенные на них диаграммы излучений продольных колебаний на поверхности $z = 0$ [110]. Остальные параметры упругого полупространства соответствуют использованным выше при моделировании зон дилатансии и геоакустической эмиссии.

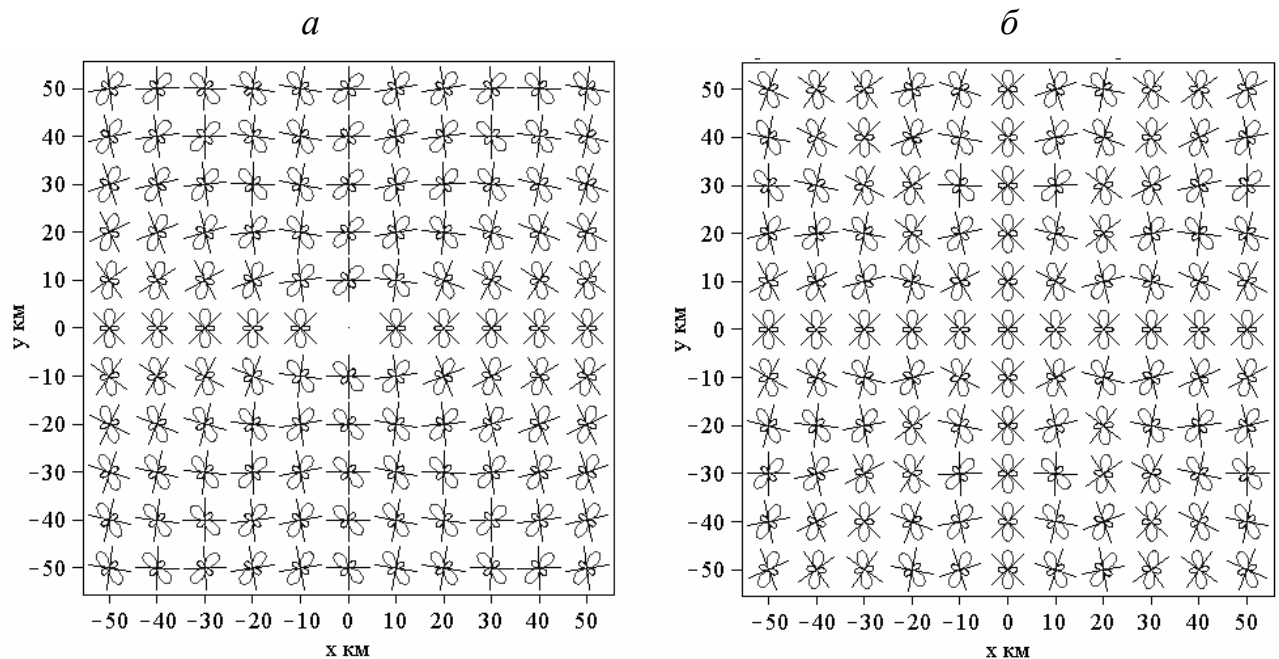


Рис. 5.17. Диаграммы направленности продольных колебаний сдвиговых источников на поверхности $z = 0$ для двух случаев сил: простой (а) и двойной (б).

Направления максимальных касательных напряжений показаны на рис. 5.17 прямыми линиями, образующими в каждой точке крест. Следует отметить, что диаграммы акустических излучений, наложенные на каждые из этих двух направлений, совпадают. Этим, как бы, снимается неопределенность направления максимальных касательных напряжений. Случаи простой и двойной силы на рис. 5.17 отличаются структурой направленности акустических колебаний. Это обусловлено отличием пространственного распределения деформаций у этих источников напряжений, на отрицательной полуоси X их деформации противоположны по знаку.

Для поперечных колебаний построения выполняются аналогично, диаграмма излучения поперечных колебаний повернута на 45° относительно диаграммы направленности продольных волн. В совокупности эти диаграммы направленности будут создавать сложную картину анизотропии направленности и поляризации геоакустического излучения в каждой точке наблюдений.

Приведенные в [110] модельные расчеты подтверждают результаты натуральных экспериментов по исследованию направленности геоакустического излучения, рассмотренные выше в главе 3. Использование для определения направленности комбинированного приемника, установленного в водную среду позволяет естественным образом осуществлять селекцию продольных колебаний, поскольку поперечные колебания в воде не распространяются. Это существенно упрощает задачу анализа источников излучения. В результате такого анализа можно попытаться решить обратную задачу восстановления поля деформаций по данным акустических наблюдений. Трудности решения этой задачи связаны со сложностью формы реальных источников напряжений в сейсмоактивных зонах, например, одновременно может наблюдаться подготовка близких по энергетике двух и более землетрясений, находящихся в различных направлениях. Кроме этого, при формировании удаленных деформаций большую роль играют неоднородности среды, учет которых потребует усложнения рассмотренной модели. Для решения задач обнаружения областей повышенных напряжений в реальных условиях необходимо будет развитие модельных представлений и создание распределенных систем акустических наблюдений. Но как показывают результаты наблюдений, использование даже одного векторного приемника позволяет оценить одну из важнейших тензорных характеристик - ось наибольшего сжатия пород, как направления, перпендикулярного положению максимума акустического излучения [90, 168].

Для примеров пространственных аномалий геоакустической эмиссии перед землетрясениями, рассмотренных в главе 3 (рис. 3.26 - рис. 3.28), была произведена оценка оси наибольшего сжатия пород, причем в случае двух ярко выраженных несимметричных максимумов активности эмиссии строилось две

области ее ориентации (рис. 5.18). В результате, для случая на рис. 5.18а, направление на эпицентр землетрясения попало в область оценки ориентации оси наибольшего сжатия. В двух других случаях (рис. 5.18б, в) области ориентации оси оказались вокруг направлений на эпицентры.

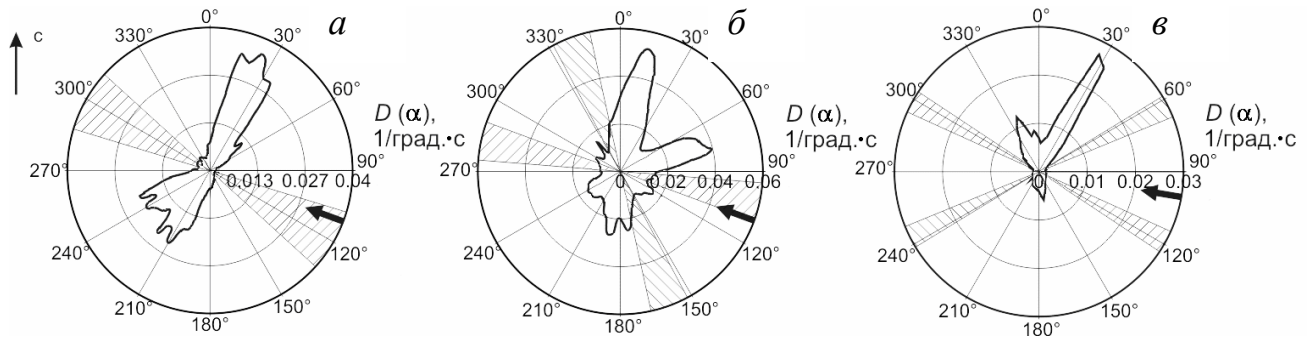


Рис. 5.18. Диаграммы азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ (сплошная линия) и соответствующие оценки ориентации осей наибольшего сжатия (заштрихованные области): 10.11.2004 г. (а), 14.12.2007 г. (б), 14.05.2008 г. (в).

Динамика ориентации оси наибольшего сжатия показывает, что ее направления могут работать попеременно [90]. При этом в хаотических блужданиях оси часто наблюдаются два метастабильных состояния, которые соответствуют двум лепесткам диаграммы азимутального распределения акустической активности. Пример такого поведения оси перед землетрясением с энергетическим классом $K = 11.6$, произошедшим 19.11.2008 в 8.25 UT по азимуту 87° , на эпицентральной расстоянии 119 км, координаты гипоцентра: 53.04°N , 160.02°E , глубина 40 км, показан на рис. 5.19. Характер таких блужданий оси, по всей видимости, определяется источниками деформационных возмущений и неоднородностями среды вокруг точки наблюдений. Представляет интерес тот факт, что время, затрачиваемое на изменение ориентации оси сжатия, соответствующее трансформациям диаграммы азимутального распределения акустической активности, составило в данном примере (рис. 5.19в) всего 15 – 30 мин.

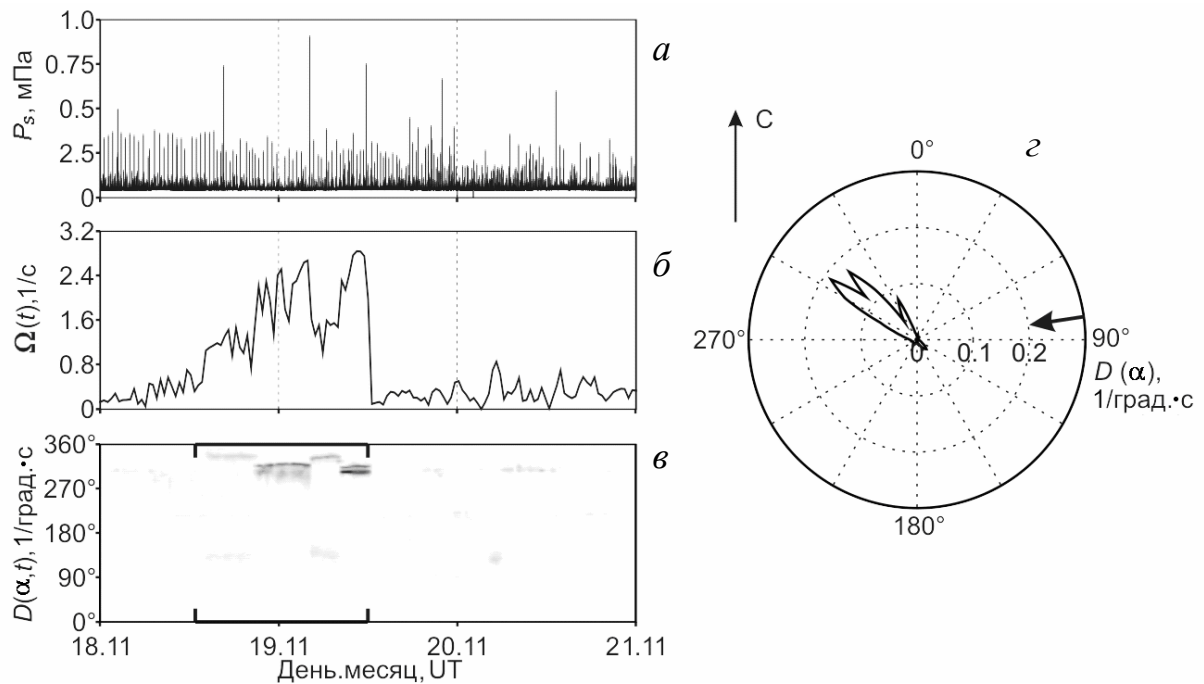


Рис. 5.19. Пример поведения высокочастотной геоакустической эмиссии в период 18 – 21 ноября 2008 г.: накопленное за 4 с акустическое давление P_s в диапазоне 2 – 6.5 кГц (а); интегральная акустическая активность $\Omega(t)$ (б); азимутальное распределение акустической активности $D(\alpha, t)$ (в); усредненная за период с 12:00 18.11.2008 по 12:00 19.11.2008 диаграмма азимутального распределения акустической активности $D(\alpha)$ (г).

Проведен анализ распределения максимумов акустической активности в 74 случаях аномалий геоакустической эмиссии, зарегистрированных в 1.5 суточном интервале перед землетрясениями с энергетическим классом $K \geq 10$, произошедшими за период 2008 – 2012 гг. по азимутам 90 – 150 градусов на расстояниях до 250 км. В каждом случае рассматривались все максимумы в диаграмме (обычно от одного до четырех). Оказалось, что наиболее часто максимумы акустической активности регистрировались с направлений близких к 40° и 220° , несколько реже – с направлений 140° и более широкого диапазона 300° – 340° . Таким образом, ориентация максимумов определялась четырьмя основными взаимно ортогональными направлениями (рис. 5.20а) [93]. Для сравнения на рис. 5.20б приведена диаграмма максимумов акустической активности в 21 случае аномалий геоакустической эмиссии в период 2008 - 2009 гг., после которых не было сильных землетрясений. Следует отметить, что в случаях, формирующих диаграмму на рис. 5.20б часто наблюдалось более 4

(иногда до 7) максимумов, в то время как в 74 случаях на рис. 5.20а их не было больше 4 (обычно 1–3). Из рис. 5.20б видно, что появились новые направления в максимумах, но при этом регистрируются и направления, которые представлены на рис. 5.20а. По всей видимости, в примере на рис. 5.20б анизотропия направленности обусловлена как аномалиями, возникшими в результате локального изменения поля напряжений в массиве пород, так и медленными удаленными землетрясениями.

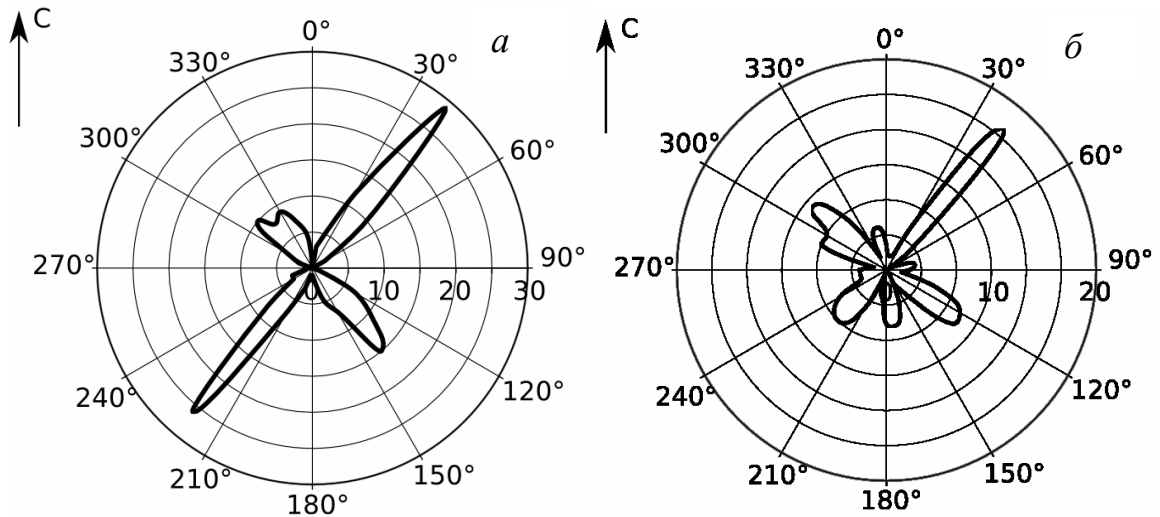


Рис. 5.20. Диаграмма распределения азимутов направлений, наиболее активно излучающих геоакустические сигналы в периоды аномалий геоакустической эмиссии перед землетрясениями в 2008 – 2012 гг. (а) и в 2008 - 2009 гг. когда после аномалий эмиссии не было сильных сейсмических событий (б).

Анализ рис. 5.20а позволяет предположить, что направление оси наибольшего сжатия не сильно отличалось во всех 74 случаях аномалий геоакустической эмиссии перед землетрясениями и можно произвести оценку ее ориентации как направления, перпендикулярного главным максимумам (рис. 5.21а). Из рис. 5.21а видно, что диапазон ориентации оси сжатия изменялся в достаточно небольшом интервале углов 110 – 140 градусов со средним значением в 125 градусов. Полученный усредненный результат оценки ориентации оси совпал с генеральным направлением действия тектонических напряжений у побережья Южной Камчатки (рис. 5.21б), которое так же равно 125 градусов [1, 70, 63].

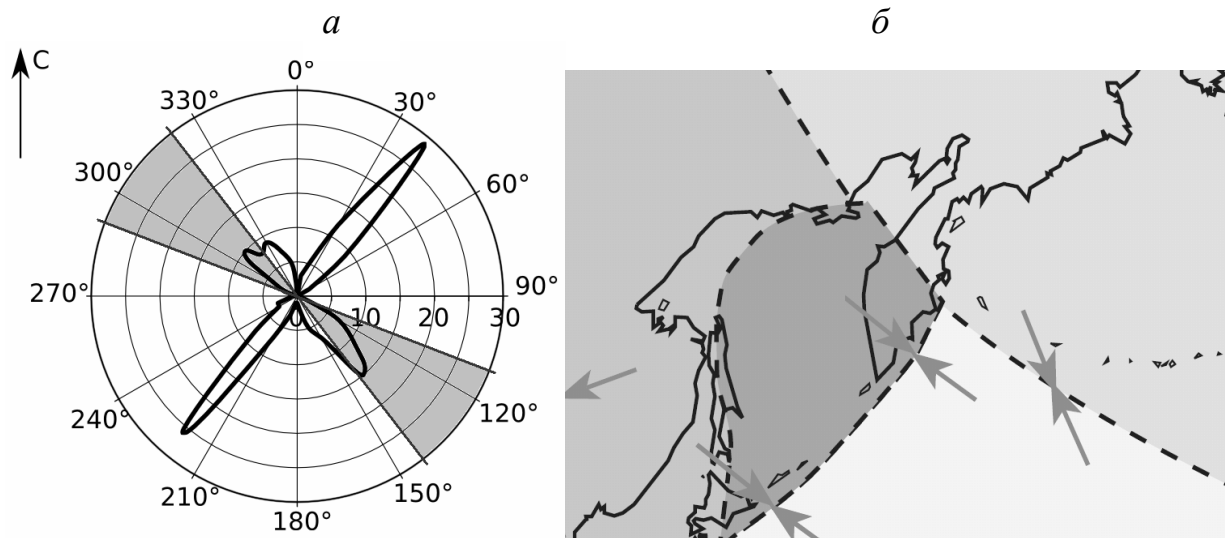




Рис. 5.21. Оценка ориентации оси сжатия перед 74 землетрясениями в период 2008 – 2012 гг. (а),  - область ориентации оси сжатия. Ориентировка тектонических напряжений у побережья Камчатки (Короновский Н.В., 1997; по материалам Зобак М.Л., 1992; Кропоткин П.Н., 1996) (б),  - ориентация осей горизонтального сжатия.

Таким образом, анализируя направленность геоакустической эмиссии можно оценивать тензорные характеристики деформаций, например, ориентацию оси наибольшего сжатия, динамика которой позволяет обнаружить процесс перестройки в полях напряжений, связанной с особенностями пластического процесса.

Выводы по главе 5

В результате модельных исследований показано, что вокруг очага готовящегося землетрясения на расстояниях до сотен километров могут образовываться области повышенных напряжений с относительными деформациями, превышающих по своему уровню приливные. В результате натуральных экспериментов на станции «Карымшина», представленных в предыдущей главе, установлено, что при таких деформациях возникают аномалии геоакустической эмиссии в диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц. Все это объясняет появление предсейсмических эффектов в высокочастотной

геоакустической эмиссии на большом удалении от эпицентра готовящегося землетрясения.

В результате численного моделирования подтверждена реальность эффекта возникновения аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии в период от 2.5 суток до 5 часов перед землетрясениями с энергетическими классами более 11.0.

Статистика регистрации предсейсмических аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии за период 2002 – 2007 гг. на станции «Микижа» следующая:

– 30 из 46 (65.2 %) землетрясений с энергетическим классом $11.0 < K \leq 12.0$ на эпицентральной расстоянии до 300 км, предварялись аномалиями геоакустической эмиссии в интервале до 2.5 суток;

– 25 из 30 (83.3 %) землетрясений с энергетическим классом $K > 12.0$ на эпицентральной расстоянии до 400 км, предварялись аномалиями геоакустической эмиссии в интервале до 2.5 суток;

– 141 из 308 (45.8 %) аномалий геоакустической эмиссии в условиях хорошей погоды предшествовало землетрясениям с энергетическими классами не ниже 9.0. Следует отметить, что остальные аномалии также являлись откликами на изменение напряженно-деформированного состояния приповерхностных пород, но после них не наблюдались достаточно сильные сейсмические события.

Согласно последнему выводу, получается, что ложные аномалии составляют 54.2 %. Сколько из них соответствует действительно ложным аномалиям, возникшим в результате локальных изменений поля напряжений в массиве пород, а сколько – медленным удаленным землетрясениям, оценить очень сложно, ведь природа их формирования одинакова. Процент ложных аномалий представляет интерес для понимания особенностей пластических процессов в природных средах и физики землетрясений. Например, если с помощью геоакустических аномалий строить прогноз землетрясений, то половина тревог будет ложной. А если учесть, что деформационные процессы лежат в

основе формирования предвестников различной природы, то тот же вывод можно сделать и в отношении всех этих методов прогноза землетрясений.

Разработан акустический метод оценки ориентации оси наибольшего сжатия, одной из важнейших тензорных характеристик деформационного процесса, основанный на анализе положения максимумов в азимутальном распределении активности геоакустической эмиссии. Предложенный метод применим в сильно неоднородных средах и при интенсивном потоке акустической эмиссии, и принципиально отличается от известных методов исследования пластических процессов в акустической диагностике и сейсмологии, основанных на анализе тензорных характеристик с помощью пространственно распределенных датчиков эмиссии.

В результате оценки ориентации оси наибольшего сжатия в 74 случаях аномалий геоакустической эмиссии, зарегистрированных в 1.5 суточном интервале перед землетрясениями с энергетическим классом $K \geq 10$, произошедшими за период 2008 – 2012 гг. по азимутам 90 – 150 градусов на расстояниях до 250 км было установлено, что диапазон ориентации оси изменялся в достаточно небольшом интервале углов 110 – 140 градусов со средним значением в 125 градусов. Полученный усредненный результат оценки ориентации оси наибольшего сжатия совпал с генеральным направлением действия тектонических напряжений у побережья Южной Камчатки.

Глава 6. Связь между высокочастотной геоакустической эмиссией и атмосферным электрическим полем как пример взаимодействия геофизических полей на границе земная кора - атмосфера

6.1. Анализ результатов одновременной регистрации геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля

Аномалии, регистрируемые за несколько суток перед землетрясениями, кроме геоакустической эмиссии, наблюдаются и в других полях. Например, в сейсмоактивных регионах при спокойной погоде регистрируются аномальные возмущения атмосферного электрического поля у поверхности земли [49, 137, 170]. Как и аномалии высокочастотной геоакустической эмиссии, они возникают в зоне подготовки землетрясений и связаны с деформированием приповерхностных пород [120, 121]. Одновременное исследование данных возмущений, происходящих в разных геосферных оболочках у границы раздела, актуально для диагностирования пластических процессов, протекающих в литосфере на заключительной стадии подготовки землетрясений, а так же происходящего при этом литосферно-атмосферного воздействия.

Учитывая это, в августе-октябре 2005 г. на станции «Микижа» впервые были проведены совместные измерения геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля у поверхности земли [76]. Измерения проводились в отсутствии промышленных помех и аэрозольного загрязнения воздуха, которое значительно влияет на электрическое поле. Для его регистрации использовался электростатический флюксметр "Поле-2М", разработанный и изготовленный в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова [51]. Принцип действия ротационного электростатического флюксметра основан на преобразовании, с помощью модулятора, постоянного потока электростатической индукции измеряемого поля в переменный у поверхности измерительной пластины. Изменение величины этого потока обуславливает изменение связанного с ним

электрического заряда на пластине. В результате по реостатно-емкостной нагрузке, через которую измерительная пластина соединена с землей, в процессе преобразования потока электростатической индукции течет переменный электрический ток. Амплитуда тока пропорциональна градиенту потенциала V' измеряемого электрического поля, а фаза определяется его направлением [62]. Градиент потенциала V' связан с напряженностью электрического поля E довольно простым соотношением $V' = -E$. Так как при хорошей погоде на поверхности земли присутствует отрицательный объемный заряд, а в атмосфере - положительный, то напряжённость электрического поля E будет иметь отрицательный знак, а градиент потенциала V' положительный [163]. В практике атмосферно-электрических измерений, в качестве характеристики электрического поля у поверхности земли наиболее часто рассматривается его градиент потенциала V' .

Флюксметр "Поле-2М" был размещен в 130 м от места установки акустической системы на берегу озера с рельефом местности, близким к равнине с невысоким травостоем. Для устранения влияния роста травы на уменьшение квазипостоянной составляющей атмосферного электрического поля регулярно проводилось ее срезание в радиусе 3 м от датчика. Пороговая чувствительность флюксметра была примерно 3 В/м, время установления показаний на уровне 0.9 составляло 1 с. Для регистрации геоакустической эмиссии использовался аппаратно программный комплекс на основе системы разнонаправленных гидрофонов ИКИР ДВО РАН (рис. 2.4а), рассмотренный в главе 2 (рис. 2.1., рис. 2.11). Использовался гидрофон, ориентированный на восток в сторону сейсмофокальной зоны Камчатки. Как выше было указано, в данный комплекс изначально была заложена возможность расширения за счет добавления новых систем регистрации различных полей и высокоточная синхронизация времени данных с использованием GPS приемника. Поэтому для обеспечения синхронной регистрации геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля достаточно было включить ЭВМ, осуществляющую оцифровку данных поля в

локальную сеть комплекса (рис. 2.1), а также выполнить необходимые настройки в операционной системе.

Измеряемыми в эксперименте величинами были накопленное за 4 секунды в 7-ми частотных диапазонах акустическое давление P_s и вертикальный градиент потенциала V' электрического поля на высоте 7 см от поверхности земли. Частота измерений составляла 0.25 Гц. Одновременно в 20 м от флюксметра один раз в 10 мин измерялись атмосферное давление, температура воздуха, его относительная влажность, скорость ветра и интенсивность дождя. Использовалась метеостанция Conrad WS-2300.

В результате эксперимента впервые была обнаружена связь между аномальными возмущениями эмиссии в килогерцовом диапазоне частот и электрического поля. Для примера на рис. 6.1 показан случай отсутствия одновременных возмущений геоакустической эмиссии и электрического поля, а на рис. 6.2 их наличие.

Следует отметить, что на поведение геоакустической эмиссии и электрического поля могут влиять метеорологические процессы, особенно дождь и сильный ветер. Это необходимо учитывать при исследовании обнаруженной связи. В примере на рис. 6.2. возмущения наблюдались в условиях принятой спокойной погоды (отсутствие дождя, сильного и умеренного ветра более 6 м/с, слабо меняющееся атмосферное давление). Такая погода, оцененная с точностью до одного часа, была в течение 90.7% от всего времени наблюдений.

На рис. 6.3 представлено поведение геоакустической эмиссии и электрического поля в течение 4.5 суток перед сейсмическим событием с локальной магнитудой $M=5.0$. Землетрясение произошло 9 сентября в 11:42 UT на эпицентральной расстоянии 230 км. Координаты гипоцентра землетрясения 50.53°N , 157.46°E , глубина 81 км. Поведение эмиссии представлено в двух частотных диапазонах (50-200 и 6000-10000 Гц), которые наиболее полно отражают наличие и динамику аномального акустического сигнала в низкочастотной и высокочастотной областях спектра.

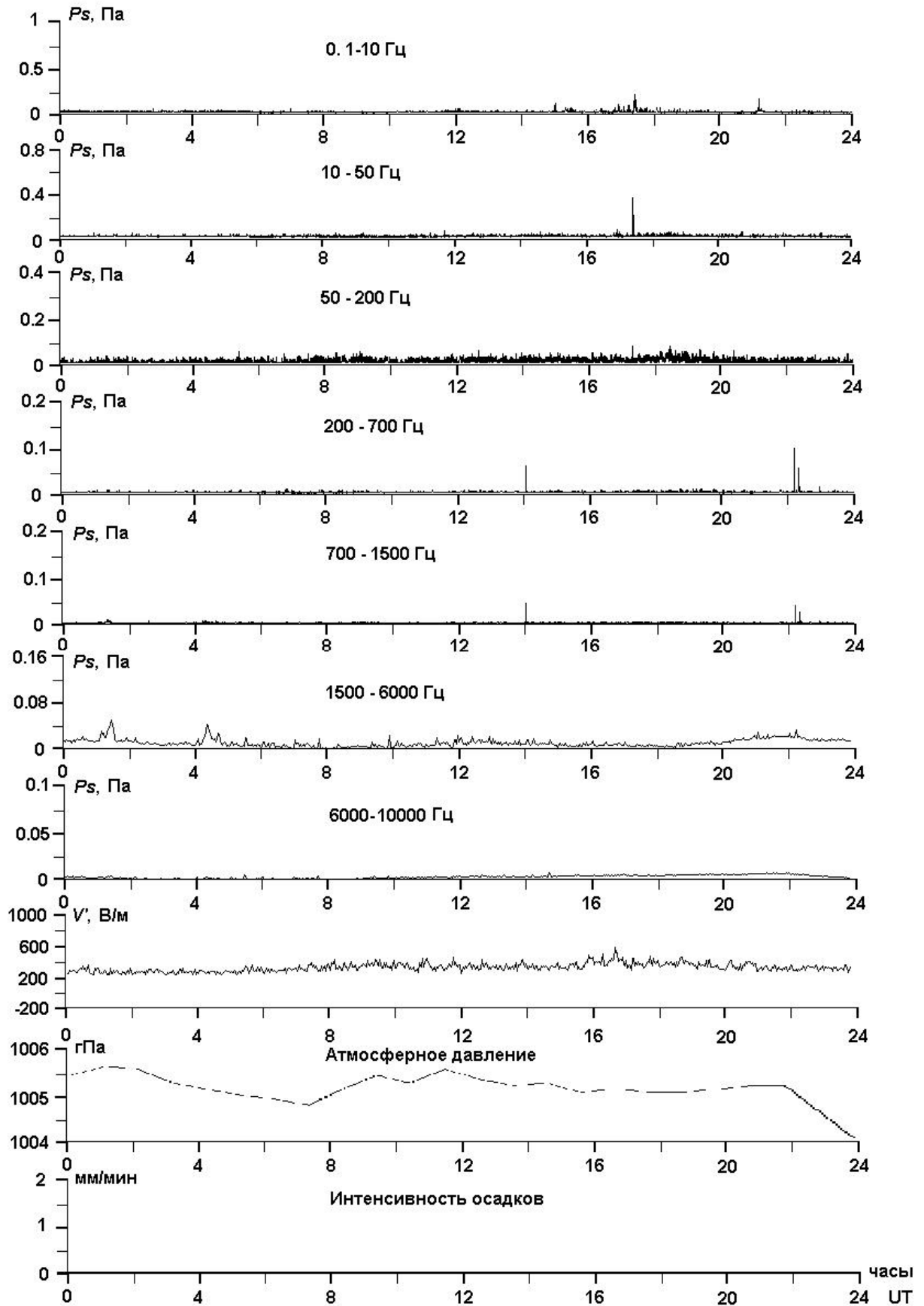


Рис. 6.1. Пример спокойного поведения геоакустической эмиссии и электрического поля 26 августа 2005 г.

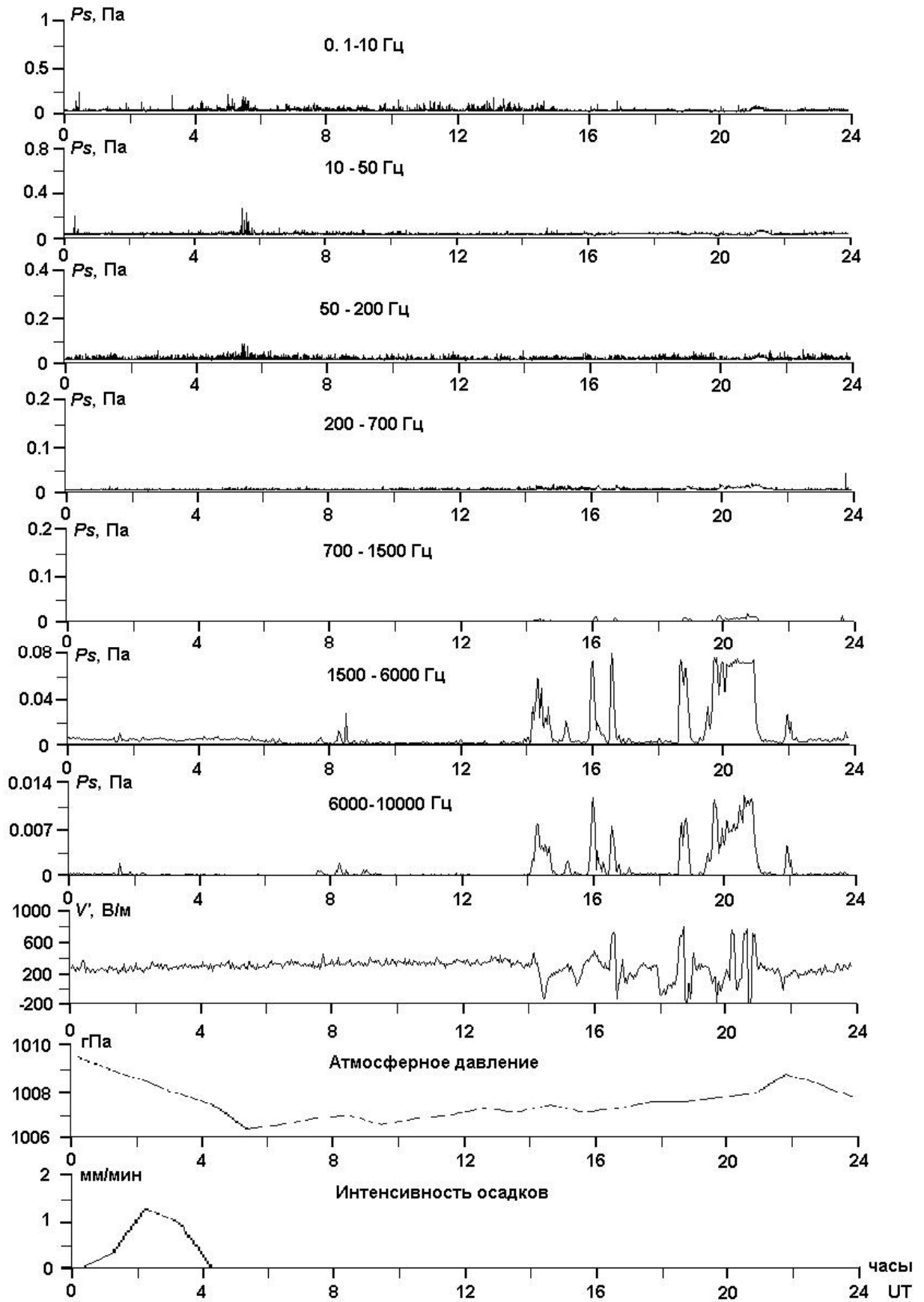


Рис. 6.2. Пример одновременного возмущения геоакустической эмиссии в килогерцовых диапазонах частот и электрического поля 2 сентября 2005 г.

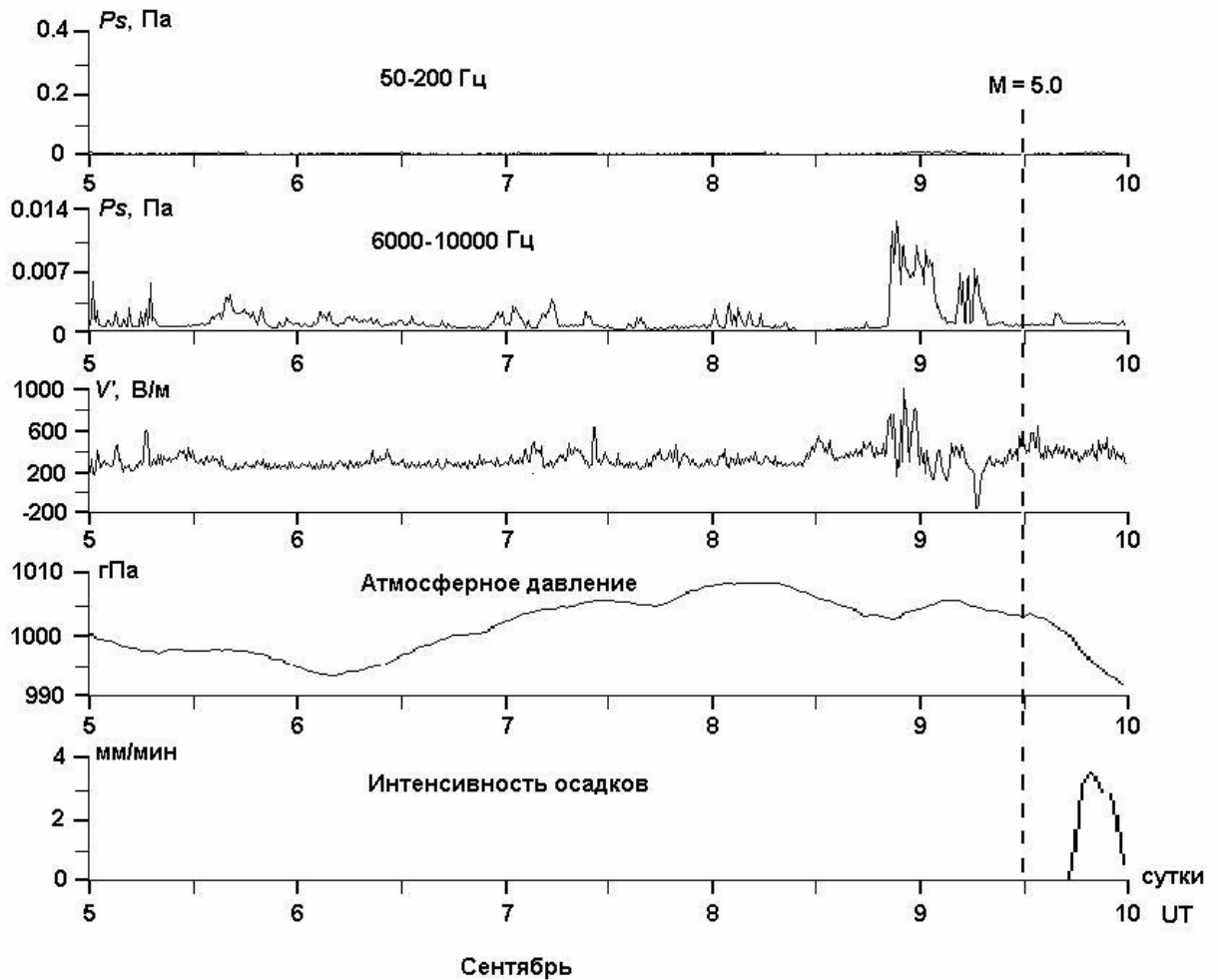


Рис. 6.3. Поведение геоакустической эмиссии на низких и высоких частотах и электрического поля перед землетрясением 9 сентября 2005 г. Вертикальной пунктирной линией отмечен момент землетрясения.

Как видно из рис. 6.3, за 21 час до землетрясения начинается резкое увеличение акустического давления в диапазоне частот 6000-10000 Гц и одновременно появляются возмущения электрического поля. Аномальное поведение этих величин протекает в условиях спокойной погоды и заканчивается за 7.5 часов до землетрясения. Ухудшение погоды происходит через несколько часов после землетрясения. Возмущения геоакустической эмиссии в области низких частот (50–200 Гц) отсутствуют. Всего за период наблюдений в августе – октябре 2005 г. одновременные возмущения геоакустической эмиссии и электрического поля были отмечены 10 раз (в скобках указана длительность в часах): 24 августа (1.3), 2 сентября (7), 8 – 9 сентября (13.5), 10 – 11 сентября (4),

17 сентября (2), 26 сентября (2), 28 сентября (1.9), 2 – 3 октября (5.8), 4 – 5 октября (17.9), 8 – 9 октября (23.8).

Исследования геоакустической эмиссии и электрического поля на станции «Микижа» были продолжены в 2006 г. (27 июня–16 октября) и 2007 г. (28 июня–24 октября). Анализ данных за эти периоды показал, что в условиях спокойной погоды иногда регистрируются аномальные возмущения электрического поля и геоакустической эмиссии. Они проявляются в уменьшении градиента потенциала V' вплоть до изменения знака при значительном, как правило с резким началом, увеличении акустического давления P_s в килогерцовых частотных диапазонах (рис. 6.4) [87].

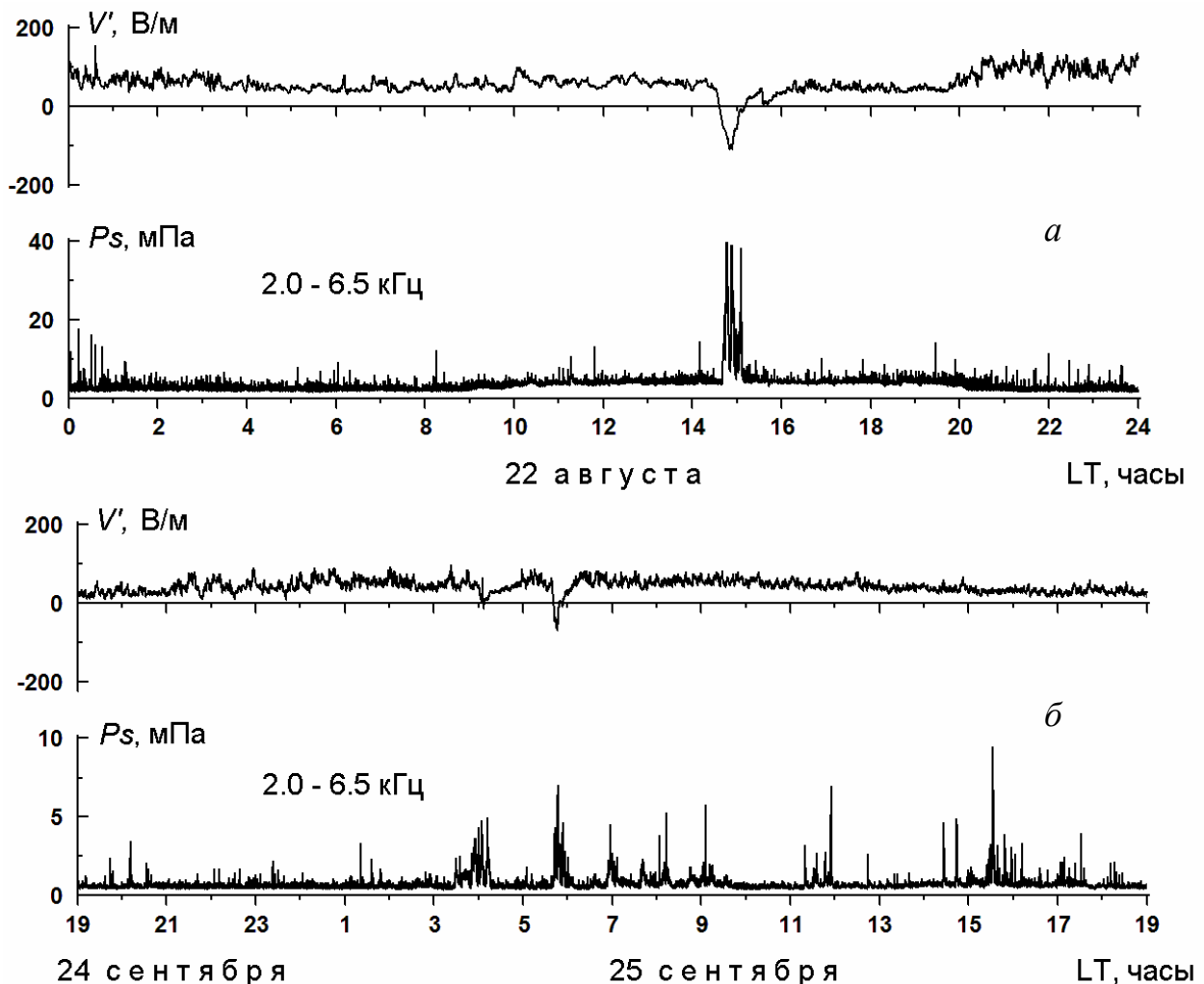


Рис. 6.4. Примеры одновременного возмущения электрического поля и геоакустической эмиссии в диапазоне 2–6.5 кГц: 22 августа 2006 г (*a*) и 24-25 сентября 2007 г (*б*).

С 2006 г. произошла незначительная корректировка границ частотных поддиапазонов геоакустической эмиссии, поэтому в графиках эмиссии, начиная с этого года, границы 6-го поддиапазона указаны как 2.0 – 6.5 кГц (см. гл. 2).

В 2006 г. для измерения вертикальной компоненты электрического поля было установлено два флюксметра; первый - на старом месте у поверхности земли, а второй - на высоте 1.3 м и на удалении 2.7 м. Использование двух датчиков на разной высоте позволяло обнаруживать возникновение объемного электрического заряда в воздухе у поверхности земли, а за счет разнесения по горизонтали исключалось их взаимное влияние. Для анализа поля был введен новый параметр - разность стандартизированных значений V' между верхним и нижним уровнями [84]. Хорошо выраженные одновременные возмущения геоакустической эмиссии и электрического поля в 2006 г. наблюдались 6 раз (в скобках указана длительность в часах): 21 (1.0), 22 (0.8) и 23 (2.3) августа, 11 (8.4), 23 (1.0) и 27 (3.4) сентября. При этом они дважды предшествовали сильным землетрясениям. Возмущения, наблюдаемые 21-23 августа 2006 г. (рис. 6.4а, пример для 22.08.2006 г.) зарегистрированы перед землетрясением 24 августа с локальной магнитудой 6.2, произошедшим в 21:50 UT на эпицентральной расстоянии 220 км. Координаты гипоцентра: 51.190°N, 158.060°E, глубина 5 км. За период наблюдений это землетрясение было самым сильным у Южной Камчатки. Кроме этого возмущения наблюдались 11 сентября 2006 г. перед землетрясением, произошедшим 12 сентября в 10:59 UT (рис. 6.5).

Данные по землетрясению: локальная магнитуда 5.3, эпицентральной расстояние 195 км, глубина 34 км, координаты гипоцентра: 51.540°N, 159.860°E. Из рис. 6.5 видно, что на графике разности стандартизированных значений электрического поля на нижнем и верхнем датчике наблюдается ярко выраженная отрицательная аномалия в период возмущения геоакустической эмиссии примерно с 9 до 18 часов. Это говорит о том, что с активизацией геоакустической эмиссии (а значит соответственно и деформационного процесса в пункте наблюдений) в приземном слое воздуха появился отрицательный объемный электрический заряд.

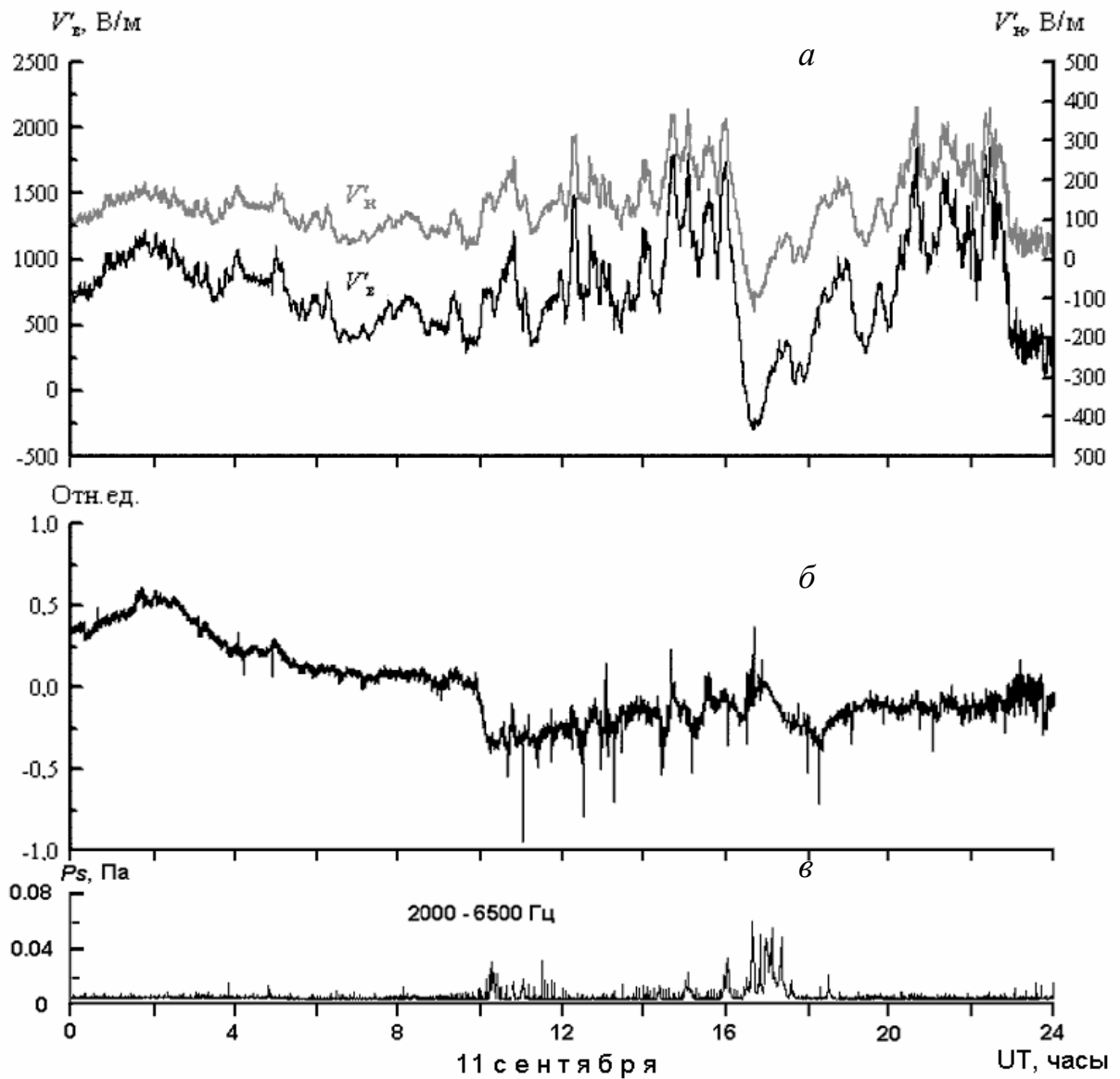


Рис. 6.5. Пример одновременного возмущения градиента потенциала электрического поля на нижнем V'_n и верхнем $V'_в$ датчиках (*a*), разности стандартизированных значений V' (*б*) и акустического давления P_s в диапазоне 2–6.5 кГц (*в*) 11 сентября 2006 г.

Таким образом, в результате летне-осенних экспериментов в 2005-2007 гг. были выявлены случаи одновременных возмущений высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля у поверхности земли. Данные возмущения наблюдались в условиях спокойной погоды как в сейсмически спокойные периоды, так и на заключительной стадии подготовки землетрясений.

6.2. Анализ связи между рядами геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля

Используя непараметрический метод корреляционного анализа Спирмена, в экспериментах 2006 и 2007 гг. исследована связь между рядами среднечасовых значений: акустического давления \bar{P}_s в диапазоне частот 2 – 6.5 кГц, градиента потенциала \bar{V}' электрического поля, атмосферного давления, температуры воздуха, его относительной влажности, скорости ветра и интенсивности дождя [87, 122]. Для акустического давления и градиента потенциала они являются средними из 900, а для метеовеличин – из 6 измерений. Использование среднечасовых значений упрощает анализ большого объема данных, и, как будет показано ниже, позволяет установить наличие или отсутствие рассматриваемой связи. Полученные в экспериментах ряды \bar{P}_s и \bar{V}' приведены на рис. 6.6, где для представления о погоде добавлены ряды атмосферного давления \bar{P}_a .

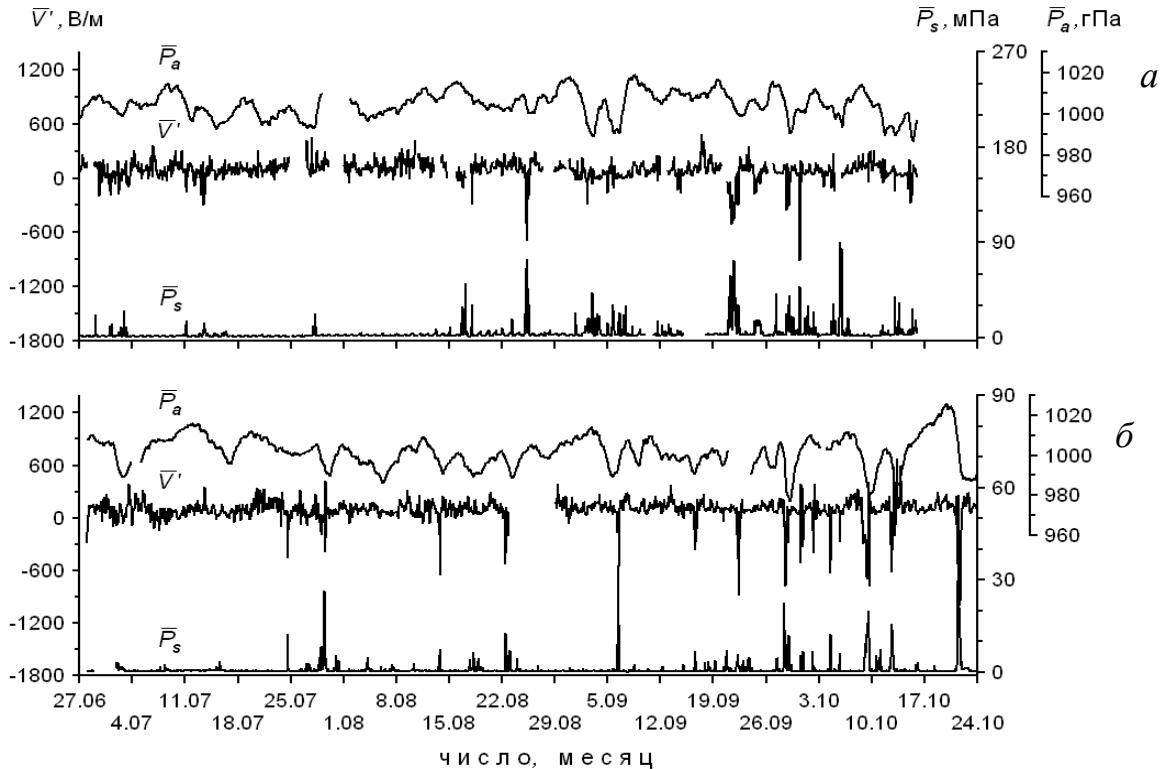


Рис. 6.6. Ряды среднечасовых значений акустического давления \bar{P}_s , градиента потенциала \bar{V}' электрического поля и атмосферного давления \bar{P}_a в экспериментах 2006 г. (а) и 2007 г. (б).

Коэффициент Спирмена r_s был применен в связи с тем, что распределения всех рядов значительно отличаются от нормального и, соответственно, использование метода корреляционного анализа Пирсона в этом случае не является корректным [115, 118]. Проверка нормальности проводилась с помощью оценок коэффициентов асимметрии и эксцесса, и с использованием критерия Шапиро-Уилка.

Согласно оценкам r_s и уровня значимости p , между рядами среднечасовых значений электрического поля, акустического давления и метеовеличин существуют значимые ($p < 0.05$) и высокозначимые ($p < 0.001$) связи. При этом ветер и, особенно, дождь оказывают наибольшее влияние на электрическое поле и акустическое давление (табл. 6.1). Атмосферное давление, температура воздуха и его относительная влажность влияют значительно слабее. Поэтому далее рассматривалась связь только между теми парами среднечасовых значений градиента потенциала \bar{V}' и акустического давления \bar{P}_s , когда отсутствовал дождь, среднечасовые значения скорости ветра были меньше 1.5 м/с, а атмосферного давления - больше 995 гПа (рис. 6.7). Последнее условие принято для еще большего устранения влияния циклонов.

Таблица 6.1. Коэффициент корреляции Спирмена между рядами среднечасовых значений скорости ветра, интенсивности дождя, градиента потенциала электрического поля и акустического давления. Во всех случаях $p < 0.001$.

	Эксперимент	Электрическое поле	Акустическое давление
Ветер	2006 г.	-0.08	0.19
	2007 г.	-0.11	0.22
Дождь	2006 г.	-0.27	0.34
	2007 г.	-0.28	0.31

Представленная на рис. 6.7 связь, по всей видимости, содержит две компоненты: фоновую, обусловленную слабым действием неучтенных метеорологических и других факторов, и тектоническую, которая вызвана активизацией деформационных процессов в приповерхностных породах [87].

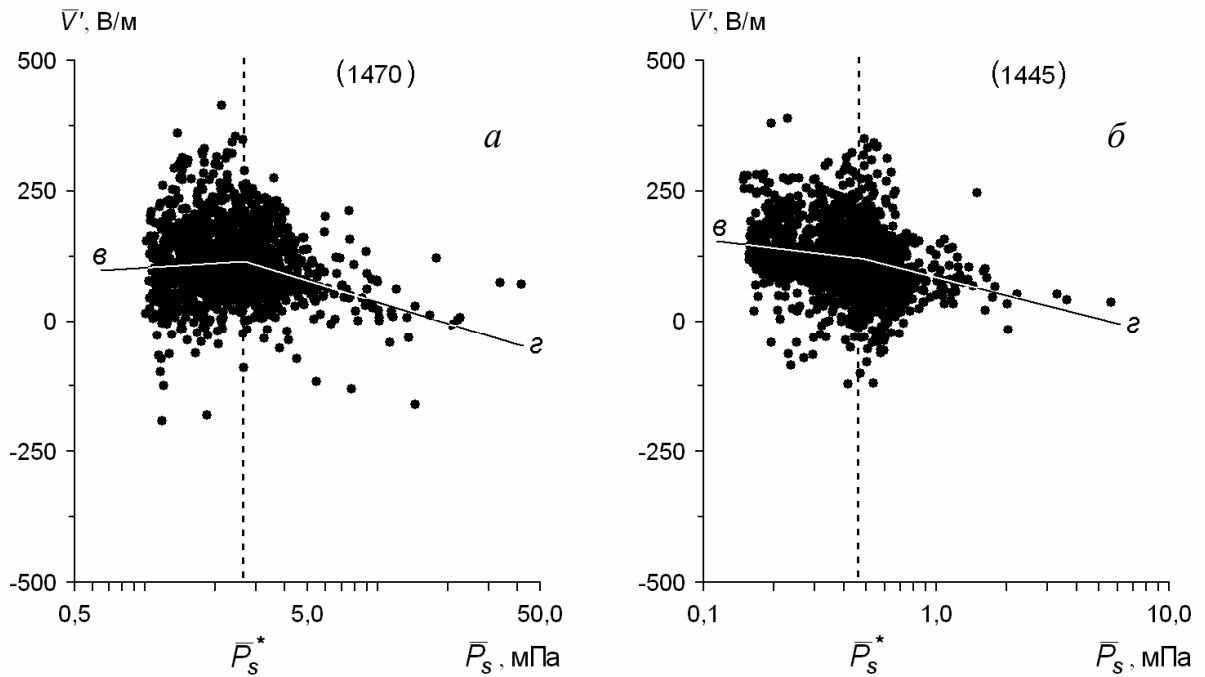


Рис. 6.7. Диаграмма рассеяния между среднечасовыми значениями градиента потенциала \bar{V}' электрического поля и акустического давления \bar{P}_s в экспериментах 2006 г. (а) и 2007 г. (б). Вертикальные пунктирные линии – значения \bar{P}_s^* , которые соответствуют точкам разрыва кусочно-линейной регрессии по \bar{P}_s ; ϵ , ζ – прямые, иллюстрирующие регрессию для фоновой и тектонической компонент. В скобках указано число пар \bar{V}' и \bar{P}_s .

Фоновая компонента будет проявляться при \bar{P}_s меньше некоторого порога \bar{P}_s^* , а тектоническая - когда \bar{P}_s больше \bar{P}_s^* , что происходит при активизации деформационного процесса.

Для разделения фоновой и тектонической компонент применялась кусочно-линейная регрессия. Использовался квазиньютоновский метод оценивания параметров регрессии, точка разрыва по акустическому давлению, которая соответствует в первом приближении значению \bar{P}_s^* , оценивалась вычислительной программой. В 2006 и 2007 гг. \bar{P}_s^* равно, соответственно, 2.66 и 0.46 мПа. Отличие значений акустического давления в экспериментах связано с перестановкой акустического датчика на несколько метров после 2006 г., что вызвало уменьшение среднего уровня геоакустической эмиссии. Параметры связи в фоновой и тектонической компонентах даны в табл. 6.2. Согласно табл. 6.2, в

обоих компонентах обнаружена высокосignificant корреляционная связь между \bar{V}' и \bar{P}_s . В тектонической компоненте коэффициент корреляции больше и отрицателен в экспериментах, что соответствует знаку связи между аномальными возмущениями исходных значений электрического поля и акустического давления (рис. 6.4). В фоновой компоненте связь имеет разный знак в экспериментах. Это можно объяснить разным влиянием на \bar{V}' и \bar{P}_s неучтенных метеорологических и других факторов.

Таблица 6.2. Параметры связи между \bar{V}' и \bar{P}_s в фоновой ($\bar{P}_s < \bar{P}_s^*$) и тектонической ($\bar{P}_s > \bar{P}_s^*$) компонентах; n - число пар \bar{V}' и \bar{P}_s , r_s - коэффициент корреляции Спирмена, p - уровень значимости.

Параметр	Эксперимент 2006 г., компонента связи		Эксперимент 2007 г., компонента связи	
	фоновая	тектоническая	фоновая	тектоническая
n	969	501	792	653
r_s	0.11	-0.27	-0.15	-0.23
p	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001

Связь между электрическим полем и акустическим давлением в тектонической компоненте не является, на первый взгляд, сильной (табл. 6.2). Однако, она сопоставима в экспериментах с влиянием дождя на электрическое поле (табл. 6.1), которое считается одним из наиболее сильных в атмосферном электричестве [163]. Занижение связи обусловлено рассмотрением величин, усредненных за час, так как при этом уменьшается амплитуда исходных (пиковых) значений эмиссии и поля, и как следствие, сила выявляемой связи. Тем не менее, использование среднечасовых значений оправданно, так как позволяет установить сам факт наличия связи на выборках большого объема.

Таким образом, после исключения из рассмотрения случаев плохой погоды (дождя, сильного и умеренного ветра, низкого атмосферного давления), а также выделения слабого влияния неучтенных метеорологических и других факторов в двух летне-осенних экспериментах обнаружена высокосignificant отрицательная

связь между возмущениями электрического поля в атмосфере и высокочастотной геоакустической эмиссии.

6.3. Обоснование и экспериментальное подтверждение механизма возникновения связи между геоакустической эмиссией и атмосферным электрическим полем

Электрическое поле в атмосфере обусловлено находящимися в ней объемными электрическими зарядами. При хорошей погоде изменчивость поля у поверхности земли определяется, в значительной степени, локальными зарядами. На электрическое поле здесь влияет ионизация воздуха радиоактивными веществами, находящимися в земле и поступающими в воздух. Экспериментально и теоретически установлено, что при повышенной ионизации воздуха у земли, отсутствии и даже слабом ветре появляется отрицательный объемный заряд, который приводит к реверсу электродного эффекта [71, 163, 196]. Интенсивное действие такого локального генератора заряда может даже изменить знак атмосферного электрического поля.

Для квазистатических условий плотность объемного электрического заряда, вызванного током проводимости в атмосфере при наличии в ней градиента электропроводности, определяется известным в атмосферном электричестве выражением [163]:

$$\rho = \frac{\varepsilon_0 j}{\lambda^2} \frac{d\lambda}{dz}, \quad (36)$$

где j - плотность тока проводимости, λ - электропроводность воздуха. Из (36) следует, что при уменьшении электропроводности с высотой ($d\lambda/dz < 0$) в воздухе появится отрицательный объемный заряд. Исследований вертикальных профилей электропроводности и объемного заряда у поверхности земли мало. В работе [112] по результатам измерений в слое воздуха выше 0.3 м над землей наблюдался большой отрицательный градиент электропроводности и, соответственно,

отрицательный объемный заряд. В экспериментах [113] полярные электропроводности уменьшались с некоторого уровня, изменявшегося от 0 до 1, но чаще 0.3–0.6 м. При ослаблении турбулентного перемешивания воздуха заметно увеличивалась электропроводность у земли и почти не изменялась на высотах больше ~ 1 м, что усиливало отрицательный градиент электропроводности вблизи земли. Согласно многолетним исследованиям [114], отрицательный объемный заряд выше слоя с повышенной электропроводностью обнаруживается нередко по вертикальному профилю электрического поля.

Учитывая вышесказанное, аномалии электрического поля у поверхности земли при спокойной погоде можно объяснить следующим образом. При усилении деформирования приповерхностных осадочных пород, о чем свидетельствуют акустические возмущения, у поверхности земли образуется слой воздуха с повышенной ионизацией. Так как при спокойной погоде турбулентное перемешивание ослаблено, этот слой будет существовать некоторое время. В результате появится отрицательный градиент электропроводности и, как следствие, отрицательный объемный заряд. Находясь над флюксометром, он частично или полностью компенсирует положительный объемный заряд электродного эффекта, что будет зарегистрировано как уменьшение атмосферного электрического поля. Выравнивание концентрации ионов по высоте приведет к исчезновению градиента электропроводности и аномалии поля.

Согласно существующим представлениям [31, 142, 163], повышенная ионизация воздуха у земли может быть вызвана выходом из пород радиоактивных газов с последующим накоплением в условиях хорошей погоды. Это должно происходить при усилении деформирования приповерхностных пород. Возможность появления при этом отрицательных аномалий атмосферного электрического поля подтверждается регистрацией их перед землетрясениями [120, 121] и при увеличении объемной активности подпочвенного радона [2].

Модель трещиновато–пористой среды, как источника радона была предложена в [151, 152]. Рассматривается область квазиупругих деформаций пород, при которых сжатие вызывает уменьшение выхода радона, а растяжение –

увеличение. Согласно [152], при деформации растяжения пород порядка 10^{-7} объемная активность радиоактивных газов радона и торона в почвенном воздухе увеличивается в 2–3 раза.

Все вышеперечисленные условия были соблюдены в экспериментах на Камчатке. По данным бурения толщина слоя приповерхностных осадочных пород в пунктах наблюдений составляет примерно 50 м [73]. Они представляют собой песчано-глинистую смесь, содержащую щебень и крупные камни, что является трещиновато-пористой средой малой прочности. При увеличении скорости деформирования такой среды во время растяжения должно происходить раскрытие пор и расширение трещин. Оно сопровождается усилением выделения радона и торона, увеличением их концентрации в поверхностном слое грунта и более сильным поступлением в атмосферу. В результате, в воздухе при спокойной погоде возникнет отрицательный объемный заряд, появление и последующее разрушение которого вызовут бухтообразное уменьшение атмосферного электрического поля у поверхности земли. Одновременно будут генерироваться аномальные геоакустические сигналы, обусловленные деформациями. Следовательно, увеличение концентрации радона и торона в поверхностном слое грунта должно сопровождаться уменьшением электрического поля, которое будет происходить одновременно с возмущением высокочастотной геоакустической эмиссии.

Таким образом, возмущения геоакустической эмиссии можно рассматривать как прямой, а электрического поля – опосредованный отклик соответственно приповерхностных пород и электрического состояния приземного воздуха на деформации, возникающие при перестройке поля геомеханических напряжений в районе пункта измерений.

Для подтверждения деформационной природы регистрируемых аномалий 1–18 октября 2009 г. на станции «Карымшина» в зоне пересечения разноранговых тектонических разломов был проведен эксперимент по одновременной регистрации геоакустической эмиссии, атмосферного электрического поля и деформации земной поверхности [89]. Использовались акустическая система и

лазерный деформограф-интерферометр, установленные на этой станции, подробно рассмотренные в главе 2 и главе 4. Рассматривалось акустическое давление P_s в диапазоне частот 0.6–2.0 кГц, где наиболее сильно проявляются аномальные геоакустические возмущения на данной станции. Для регистрации электрического поля на удалении 70 м от гидрофона был установлен флюксметр "Поле-2М", ранее используемый на станции «Микижа». Метеовеличины измерялись один раз в 10 мин на высоте 7 м от поверхности земли цифровой метеостанцией Congrad WS–777.

При слабо меняющемся атмосферном давлении, отсутствии дождя, сильного ветра зарегистрировано 5 случаев одновременных аномалий геоакустической эмиссии и электрического поля. Они происходили во время многочисленных знакопеременных подвижек приповерхностных пород, возникавших на фоне их сравнительно медленного растяжения. Наличие таких подвижек, которые регистрировались на станции «Карымшина» и раньше [56], хорошо видно на графике скорости деформации $\dot{\epsilon}$ (рис. 6.8). Наблюдается связь между возмущениями акустического давления P_s , градиента потенциала V' и поведением $\dot{\epsilon}$, которая особенно заметна в 18 – 19 ч 16 октября (рис. 6.8б). Она свидетельствует, что появление этих аномалий связано с динамикой деформирования приповерхностных пород. Аномалии V' регистрировались в виде уменьшения вплоть до изменения знака с последующим восстановлением примерно до прежнего уровня (рис. 6.8а), а также – с положительным увеличением после восстановления (рис. 6.8б). Такие двухполярные возмущения V' во время аномалий P_s наблюдались и в экспериментах на станции «Микижа» [76].

В 4–х зарегистрированных случаях сжатия пород, несмотря на такие же скорости деформации и погодные условия, возникали только аномалии геоакустической эмиссии (рис. 6.9).

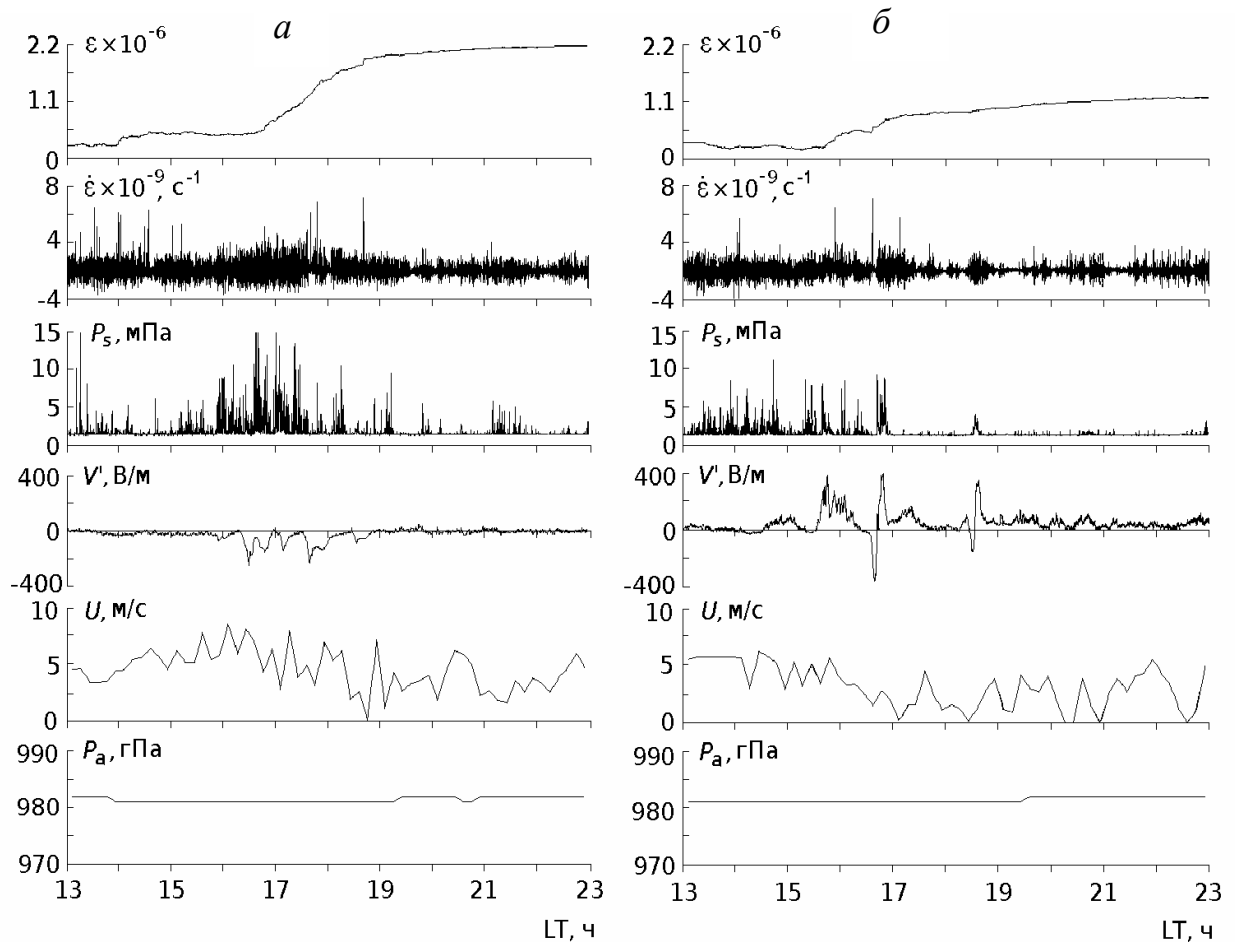


Рис. 6.8. Поведение относительной деформации приповерхностных пород ε , ее скорости $\dot{\varepsilon}$, акустического давления P_s в диапазоне частот 0.6 – 2.0 кГц, градиента потенциала V' электрического поля, скорости ветра U , атмосферного давления P_a 14 (а) и 16 (б) октября 2009 г. Увеличение ε соответствует растяжению.

Появление аномалий атмосферного электрического поля только при растяжении пород подтверждает рассмотренное выше предположение об эманационной причине их возникновения. При этом аномалии геоакустической эмиссии и электрического поля в эксперименте регистрировались при деформации растяжения с порядками 10^{-6} (см. рис. 6.8), что на порядок больше чем рассмотрены в работе [152], при которых объемная активность радона и торона в почвенном воздухе увеличивалась в 2–3 раза.

Поступающие в атмосферу радиоактивные газы должны усилить ионизацию приземного воздуха. В результате увеличится его электропроводность, и у земли, при нормальных погодных условиях, появится локальный отрицательный объемный заряд [71, 196]. Возникновение такого заряда подтверждается и

экспериментами в 2006 г. на станции «Микижа», когда электрическое поле регистрировалось на двух уровнях (рис. 6.5). Вблизи этого заряда с большой плотностью произойдет уменьшение атмосферного электрического поля вплоть до изменения знака. Такое поведение поля ранее наблюдалось в эксперименте [191] и соответствует случаю на рис. 6.8а.

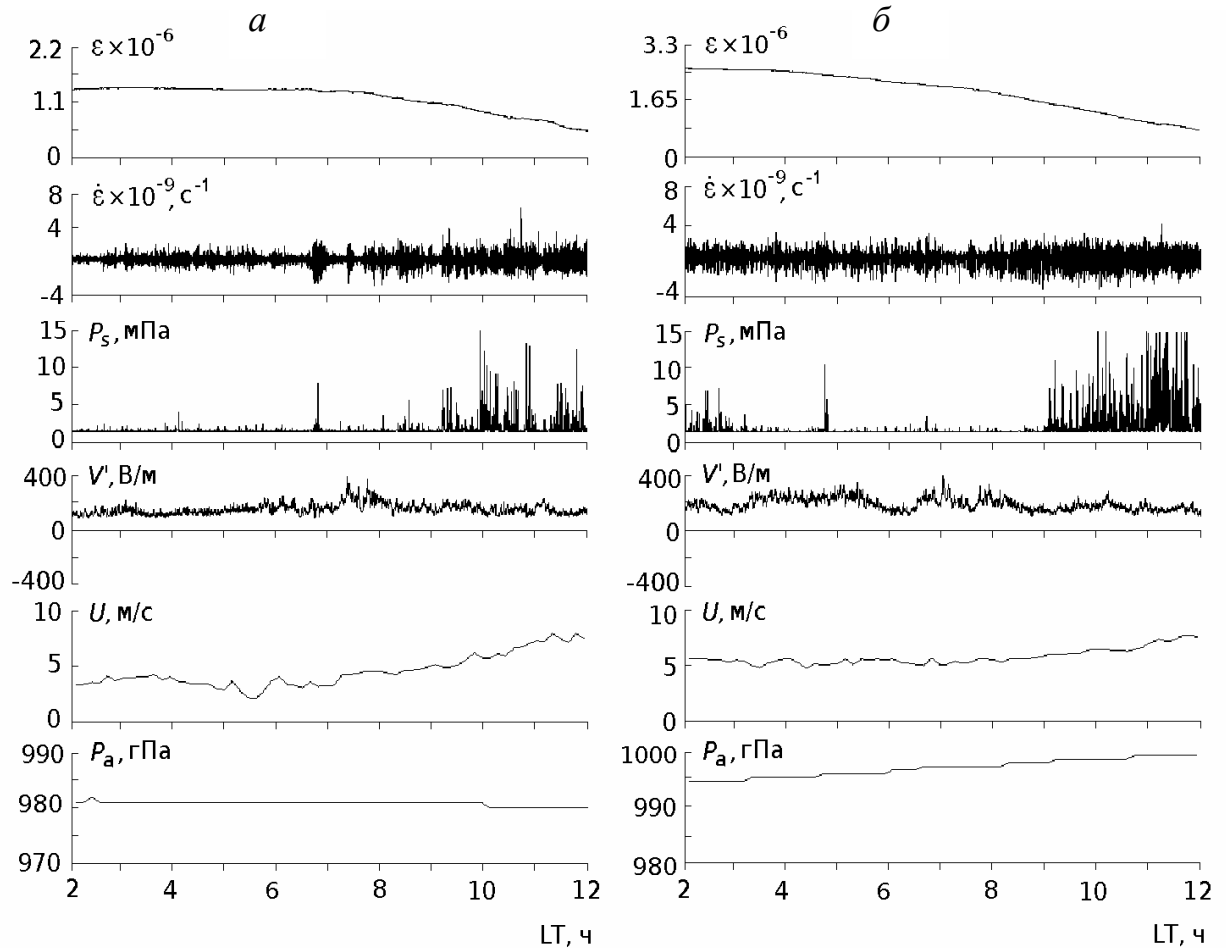


Рис. 6.9. Поведение относительной деформации приповерхностных пород ε , ее скорости $\dot{\varepsilon}$, акустического давления P_s в диапазоне частот 0.6 – 2.0 кГц, градиента потенциала V' электрического поля, скорости ветра U , атмосферного давления P_a 15 (а) и 18 (б) октября 2009 г. Уменьшение ε соответствует сжатию.

Динамика вертикального распределения объемного электрического заряда в приземном электродном слое при возникновении и диссипации в нем локального отрицательного заряда зависит от интенсивности выхода из земли радиоактивных газов, стратификации приземного слоя, напряженности электрического поля и других факторов. Поэтому возможна регистрация более сложных аномалий

электрического поля, в том числе – в форме отрицательных и последующих положительных возмущений (рис. 6.8б).

Для подтверждения эманационной причины возникновения аномалий электрического поля 27 августа–17 октября 2012 г. на станции «Карымшина» был проведен эксперимент по одновременной регистрации геоакустической эмиссии, атмосферного электрического поля и радиоактивных газов радона и торона [123]. Измерялись градиент потенциала V' атмосферного электрического поля, акустическое давление P_s , объемная активность радона Rn и торона Tn , атмосферное давление, скорость ветра и интенсивность дождя. Акустическое давление измерялось тремя пьезокерамическими гидрофонами, расставленными треугольником в 10–35 м друг от друга в искусственных водоемах размером $1 \times 1 \times 1$ м³, которые были укрыты от воздействия атмосферы. Гидрофоны были изготовлены в соответствии с конструктивной схемой, рассмотренной на рис. 2.5, имели диаграмму направленности 60° и были ориентированы вертикально вниз. Флюксметр "Поле-2М" был установлен аналогично эксперименту 2009 г. на этой станции в 50-70 метрах от мест установки гидрофонов. Для регистрации объемной активности эманаций использовался автоматизированный радиометр СРС-1, изготовленный в ООО НТМ "Защита". Первичный преобразователь флюксметра "Поле-2М" был установлен в ямке размером 0.3×0.3 м² и глубиной 0.4 м. Объемная активность радона и торона измерялась в газе, отобранном из этой ямки. Объем пробы газа составлял 8% от свободного объема в ямке, поэтому влиянием отбора на выделение эманаций из поверхностного слоя грунта можно пренебречь. Ямка играла роль накопителя радона и торона, а также индикатора их последующего выхода в атмосферу возле флюксметра.

За период измерений, равный 52 суткам, только 2 октября наблюдалось сильное увеличение объемной активности радона и торона (рис. 6.10). Их максимальные значения, зарегистрированные одновременно, равны 526 и 25 Бк/м³, соответственно.

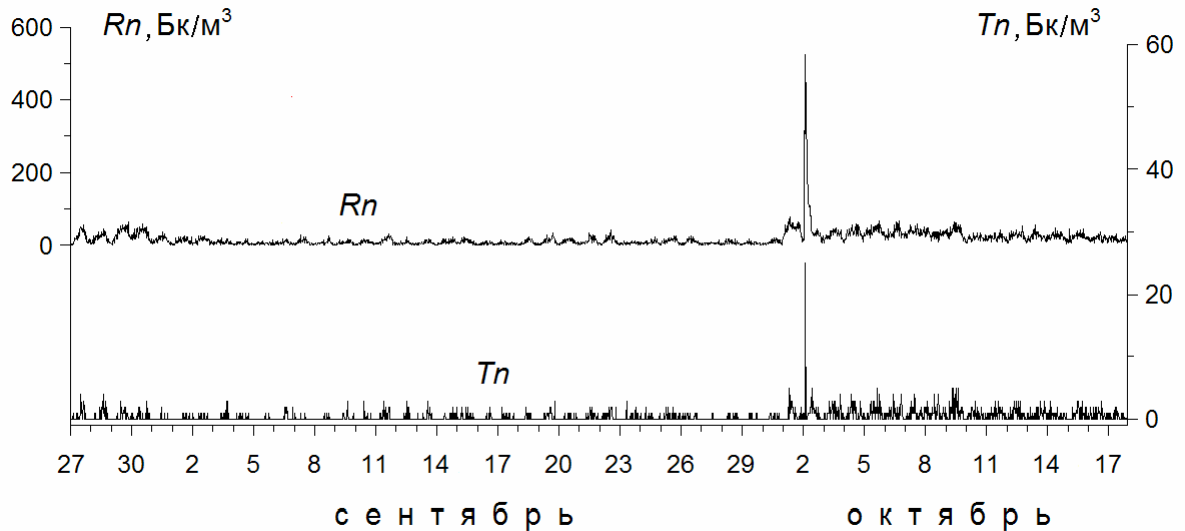


Рис. 6.10. Вариации объемной активности радона Rn и торона Tn во время эксперимента 2012 г. на станции «Карымшина».

Как видно на рис. 6.11, примерно через три часа после начала увеличения объемной активности радона одновременно появились возмущения атмосферного электрического поля и геоакустической эмиссии. За весь период измерений такие сильные уменьшения градиента потенциала V' и увеличения акустического давления P_s во всех точках регистрации больше не наблюдались. Аномалии V' и P_s происходили в отсутствие дождя и сильного ветра, при слабо меняющемся атмосферном давлении, что свидетельствует об их не метеорологической природе.

На рис. 6.12, 6.13 представлены развертки выделенных на рис. 6.11 фрагментов регистрации аномалий электрического поля и геоакустической эмиссии. Возмущения акустического давления в точках измерений возникали практически одновременно, что свидетельствует о значительном объеме подвергавшихся деформированию пород. Их разная форма связана, вероятно, с особенностями деформирования неоднородных по структуре приповерхностных осадочных пород.

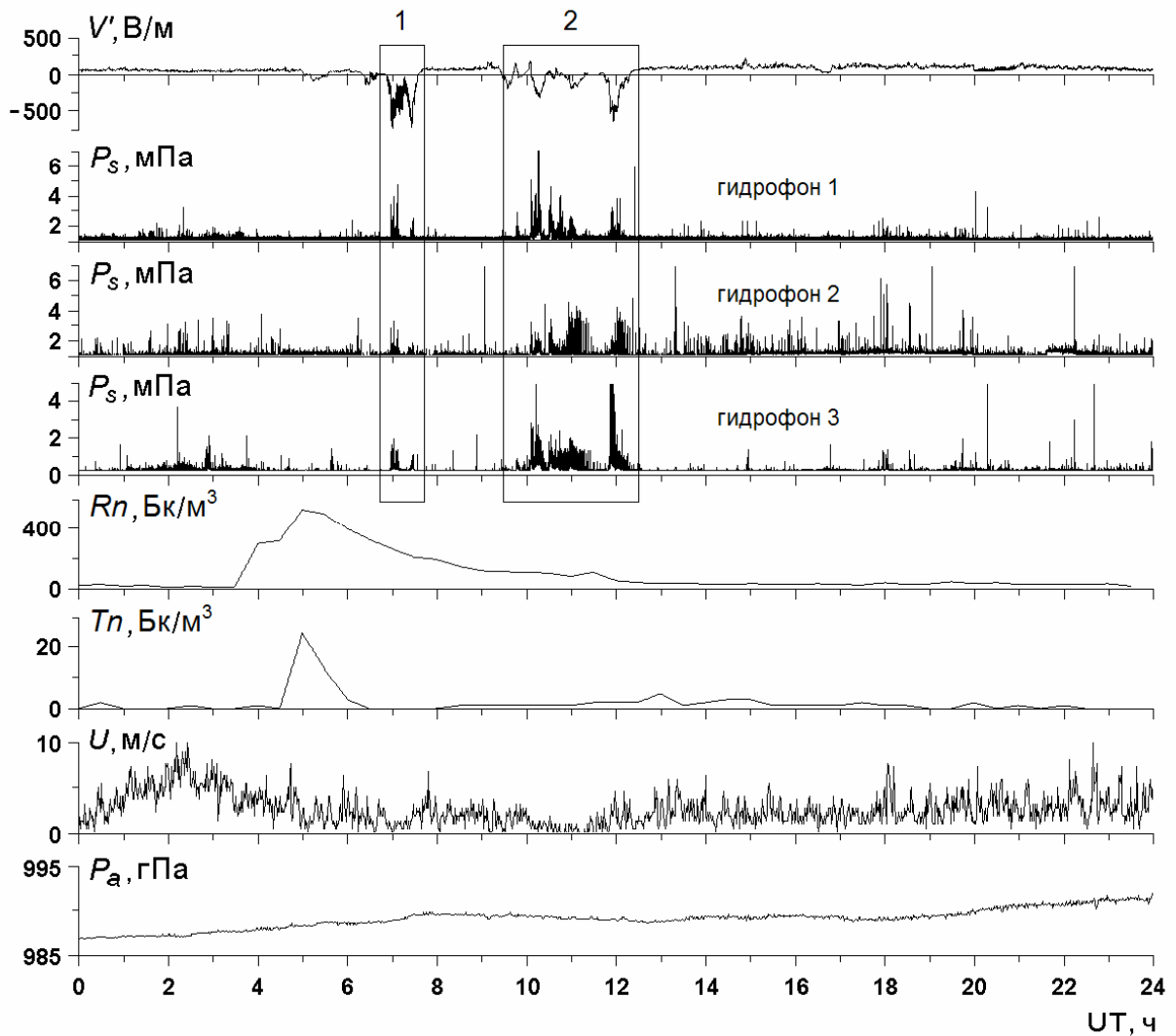


Рис. 6.11. Вариации градиента потенциала V' атмосферного электрического поля, акустического давления P_s в трех точках измерений, объемной активности радона Rn , торона Tn , скорости ветра U и атмосферного давления P_a 2 октября 2012 г. 1, 2 – фрагменты регистрации возмущений V' и P_s .

В условиях эксперимента увеличение объемной активности радона и торона в ямке свидетельствует об их накоплении в приповерхностных породах. Более сильное, чем фоновое, поступление радона и торона в атмосферу должно произойти при активизации деформирования пород во время растяжения, что, вероятно, имело место после накопления эманаций в ямке. Об этом свидетельствует появление, возникающих при такой активизации, возмущений геоакустической эмиссии [56, 89] только через некоторое время после увеличения объемной активности радона и торона в ямке (рис. 6.11). При более сильном поступлении этих эманаций в воздух появился отрицательный объемный

электрический заряд, который вызвал уменьшение атмосферного электрического поля одновременно с возмущениями геоакустической эмиссии (рис. 6.12, 6.13).

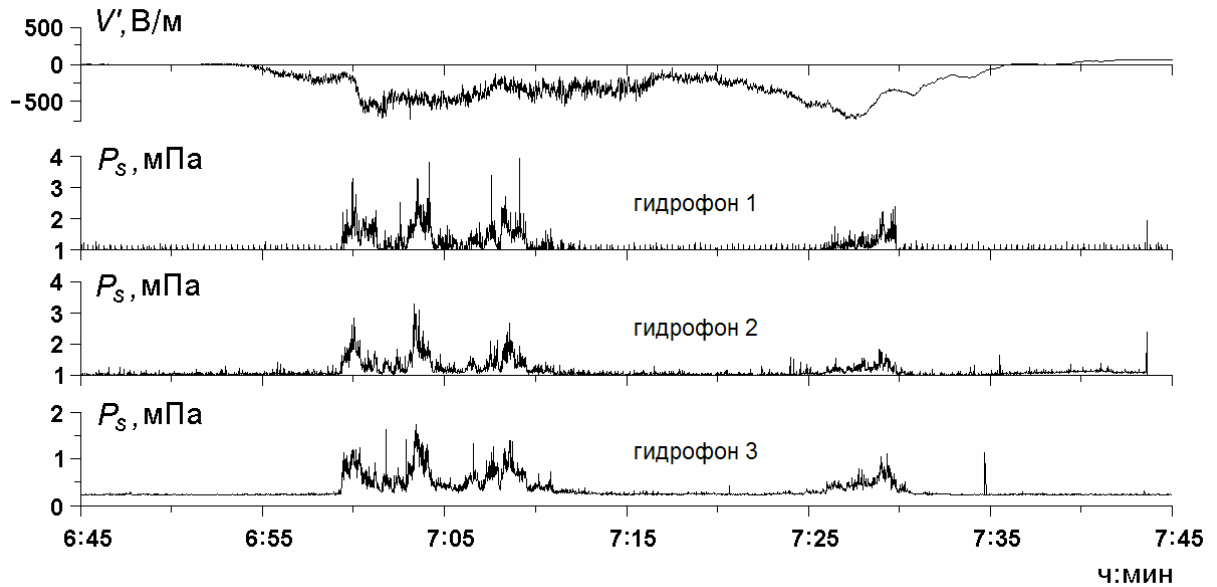


Рис. 6.12. Развертка выделенного на рис. 2 первого фрагмента регистрации возмущений градиента потенциала V' атмосферного электрического поля и акустического давления P_s в трех точках измерений.

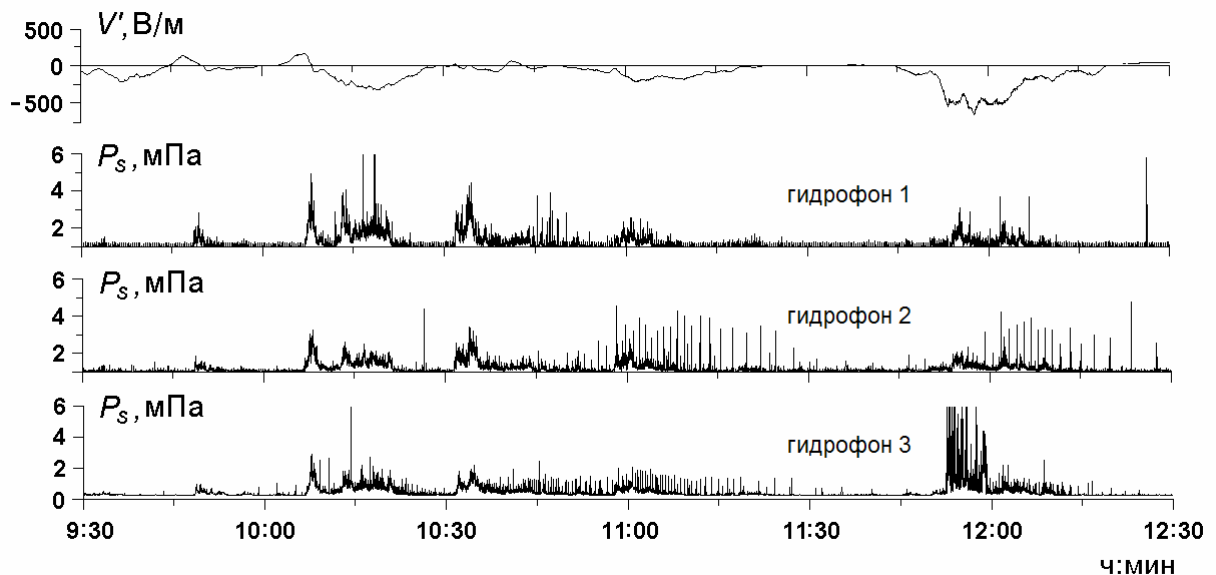


Рис. 6.13. Развертка выделенного на рис. 2 второго фрагмента регистрации возмущений градиента потенциала V' атмосферного электрического поля и акустического давления P_s в трех точках измерений.

Таким образом, в результате натуральных экспериментов обнаружено, что аномальные возмущения геоакустической эмиссии в килогерцовом диапазоне

частот и атмосферного электрического поля у поверхности земли возникают как одновременный отклик на растяжение приповерхностных осадочных пород при увеличении скорости их деформирования. Сжатие пород при аналогичных условиях приводит к появлению только аномалий геоакустической эмиссии. При аномалиях атмосферного электрического поля и высокочастотной геоакустической эмиссии регистрируется увеличение концентрации радона и торона в поверхностном слое грунта, что может являться подтверждением эманационной причины возникновения бухтообразных уменьшений поля одновременно с возмущениями эмиссии.

Выводы по главе 6

В результате совместных наблюдений геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот и атмосферного электрического поля в летне-осенних экспериментах 2005 – 2007 гг. на станции «Микижа» установлено, что между аномалиями эмиссии и электрического поля существует связь. Она проявляется в бухтообразном уменьшении градиента потенциала V' электрического поля вплоть до изменения знака при значительном, как правило с резким началом, увеличении акустического давления P_s в килогерцовых диапазонах частот в сейсмически спокойные периоды и на заключительной стадии подготовки землетрясения.

Используя непараметрический метод корреляционного анализа Спирмена, в двух летне-осенних экспериментах 2006, 2007 гг. рассмотрена связь между среднечасовыми значениями V' и P_s в диапазоне частот 2 – 6.5 кГц. После исключения из рассмотрения случаев плохой погоды (дождя, сильного и умеренного ветра, низкого атмосферного давления), а также выделения слабого влияния неучтенных метеорологических и других факторов, между геоакустической эмиссией и электрическим полем обнаружена статистически высокозначимая отрицательная связь.

Наиболее вероятной причиной выявленной связи является увеличение скорости деформации во время растяжения приповерхностных осадочных пород. При этом, как показано в главе 4, будут генерироваться сигналы геоакустической эмиссии повышенной интенсивности. Одновременно будет происходить раскрытие пор и расширение трещин, сопровождающееся усилением выделения радиоактивных газов (радона и торона), увеличением их концентрации в поверхностном слое грунта и более сильным поступлением в атмосферу. В результате, в воздухе при спокойной погоде возникнет отрицательный объемный заряд, появление и последующее разрушение которого вызовут бухтообразное уменьшение атмосферного электрического поля у поверхности земли.

Для подтверждения этого в 2009, 2012 гг. на станции «Карымшина» были проведены натурные эксперименты, в ходе которых установлено:

- одновременные аномалии высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля возникают при увеличении скорости деформации только во время растяжения приповерхностных осадочных пород. При такой же скорости деформации во время сжатия пород возникают только аномалии высокочастотной геоакустической эмиссии;
- одновременная аномалия высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля была зарегистрирована через три часа после сильного увеличения объемной активности радона и торона в приповерхностных породах.

Таким образом, результаты натурных экспериментов подтверждают реальность предложенного механизма возникновения связи между высокочастотной геоакустической эмиссией и атмосферным электрическим полем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных в работе исследований получены следующие основные результаты:

1. В сейсмоактивном регионе полуостров Камчатка в результате многолетних натуральных экспериментов, проводимых в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц до первых десятков килогерц, на нескольких пространственно разнесенных станциях, исследованы характеристики и выявлены закономерности геоакустической эмиссии при различной динамике напряженно-деформированного состояния приповерхностных осадочных пород.

Установлено, что в спокойные (фоновые) периоды наблюдаются геоакустические импульсы с амплитудой 0.1 – 0.2 Па и частотой следования в пределах 0.1 – 0.5 в секунду, спектр сигнала сглажен и имеет плавный спад с ростом частоты, направленность излучения достаточно равномерная.

Во время роста напряжений и скорости деформирования пород возникает акустоэмиссионный эффект, проявляющийся виде резкого повышения интенсивности геоакустического излучения в диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц. В этот период амплитуда геоимпульсов увеличивается до 1 Па, частота следования достигает 2 – 3, а в ряде случаев и более импульсов в секунду и в диаграмме направленности акустического излучения регистрируются ярко выраженные максимумы. Наиболее сильно выявленный эффект наблюдается на заключительной стадии подготовки землетрясений.

2. Натурными экспериментальными исследованиями установлено, что аномалии геоакустической эмиссии в виде резкого повышения интенсивности в частотном диапазоне от сотен герц до десяти килогерц возникают при усилении деформирования приповерхностных осадочных пород в области наблюдений. В эти периоды относительная деформация достигает уровня 10^{-7} , а в ряде случаев и 10^{-6} за сутки, повышается скорость деформации, и появляются многочисленные подвижки пород различной амплитуды, что приводит к генерации эмиссии повышенной интенсивности.

3. Статистика регистрации геоакустической эмиссии в период 2002 - 2007 гг. показывает, что более 60% землетрясений с энергетическим классом $11.0 < K \leq 12.0$ на расстоянии до 300 км и более 80% землетрясений с $K > 12.0$ на расстоянии до 400 км предваряются в 2.5 суточном интервале высокочастотными предсейсмическими аномалиями. При этом после примерно 55% высокочастотных аномалий эмиссии землетрясений не было, т.е. с точки зрения предвестников они являются ложными, но они также имеют деформационную природу и являются откликом на локальные изменения напряженно-деформированного состояния приповерхностных осадочных пород в области наблюдений.

Возникновение предсейсмических аномалий в высокочастотной геоакустической эмиссии на большом удалении от эпицентра готовящегося землетрясения объясняется результатами модельных исследований и натурных экспериментов. В результате моделирования показана возможность образования вокруг очага при подготовке землетрясения зон повышенных напряжений, простирающихся в поверхностном слое на расстояния до сотен километров, в которых относительные деформации пород будут превышать по своему уровню приливные. Экспериментальными исследованиями установлено, что при таких деформациях возникают аномалии геоакустической эмиссии в диапазоне от сотен герц до первых десятков килогерц.

Полученные результаты могут быть использованы для разработки нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений в Курило-Камчатском регионе – наиболее сейсмоактивном в Российской Федерации.

4. Разработан акустический метод оценки ориентации оси наибольшего сжатия, одной из важнейших тензорных характеристик деформации, основанный на анализе положения максимумов в азимутальном распределении потока геоакустических импульсов. Предложенный метод применим в сильно неоднородных средах и при интенсивном потоке геоакустической эмиссии, и принципиально отличается от известных методов оценки деформационного процесса в акустической диагностике и сейсмологии, основанных на анализе

тензорных характеристик с помощью пространственно распределенных датчиков эмиссии.

В результате оценки ориентации оси наибольшего сжатия в 74 случаях аномалий высокочастотной геоакустической эмиссии, зарегистрированных в 1.5 суточном интервале перед землетрясениями с энергетическим классом $K \geq 10$, произошедшими за период 2008 – 2012 гг. на расстояниях до 250 км было установлено, что диапазон ориентации оси изменялся в достаточно небольшом интервале углов 110 – 140 градусов со средним значением в 125 градусов. Полученный усредненный результат оценки ориентации оси наибольшего сжатия совпал с генеральным направлением действия тектонических напряжений у побережья Южной Камчатки.

5. В результате совместных исследований геоакустической эмиссии в звуковом диапазоне частот и атмосферного электрического поля у поверхности земли, в летне-осенних экспериментах 2005 – 2007 гг. на Камчатке, установлено, что между аномалиями эмиссии и электрического поля существует связь. Она проявляется в бухтообразном уменьшении градиента потенциала электрического поля вплоть до изменения знака при значительном, как правило, с резким началом, увеличении акустического давления в килогерцовых диапазонах частот в сейсмически спокойные периоды и на заключительной стадии подготовки землетрясения. В эксперименте, проведенном в 2009 г., показано, что одновременные аномалии высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля возникают при увеличении скорости деформации только во время растяжения приповерхностных осадочных пород. В ходе эксперимента, проведенного в 2012 г., одновременная аномалия высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля была зарегистрирована через три часа после сильного увеличения объемной активности радона и торона в приповерхностных породах.

С учетом полученных результатов, наиболее вероятной причиной выявленной связи геоакустической эмиссии и электрического поля является усиление деформации растяжения приповерхностных осадочных пород. При этом

будут генерироваться сигналы эмиссии повышенной интенсивности. Одновременно будет происходить раскрытие пор и расширение трещин, сопровождающееся усилением выделения радиоактивных газов, увеличением их концентрации в поверхностном слое грунта и более сильным поступлением в атмосферу. В результате, в воздухе при спокойной погоде возникнет отрицательный объемный заряд, появление и последующее разрушение которого вызовут бухтообразное уменьшение атмосферного электрического поля у поверхности земли. Таким образом, аномалии геоакустической эмиссии возникают как прямой, а атмосферного электрического поля - опосредованный отклик на динамику растяжения приповерхностных осадочных пород, а выявленная между ними связь может быть рассмотрена как составная часть взаимодействия геофизических полей на границе земная кора - атмосфера в сейсмоактивном регионе.

6. Для исследования геоакустической эмиссии были разработаны методы наблюдения, которые позволили на принципиально новой основе проводить обработку геоакустических сигналов импульсной природы.

В качестве датчиков геоакустической эмиссии были использованы пьезокерамические гидрофоны, установленные у дна искусственных и природных водоемов, что позволило проводить исследования в широком диапазоне звуковых частот от единиц герц до первых десятков килогерц.

Для обнаружения и локализации областей генерации геоакустических сигналов был применен комбинированный приемник, реализующего векторно-фазовый метод определения направления прихода звуковой волны. Это позволило определять направление на источник геоакустического излучения и производить анализ потока геоакустических импульсов по направлениям при высокой частоте следования, в том числе, при искажении их формы в результате рассеяния волн на неоднородностях среды.

На базе высокопроизводительных вычислительных средств, использующих технологии параллельных вычислений, созданы синхронизированные во времени аппаратно-программные комплексы, позволяющие осуществлять регистрацию,

определение направления на источники излучения и фильтрацию геоакустического сигнала в широком диапазоне звуковых частот. Синтезированные системы позволили производить обработку большого объема геоакустических данных в режиме реального времени.

7. Разработан метод частотно-временного анализа геоакустической эмиссии, использующий алгоритмы разреженной аппроксимации со словарями, созданными на базе функций Габора и Берлаге, адекватно описывающих геосигналы импульсной природы. Это позволило раскрывать структуру геоакустических импульсов, сложившуюся в результате формирования их источников. На базе технологии CUDA для параллельных вычислений создан аппаратно-программный комплекс, позволяющий в режиме реального времени производить частотно-временной анализ сигналов геоакустической эмиссии с использованием разработанного метода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. 428 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора-атмосфера // Физика Земли. 2006. № 7. С. 34-51.
3. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы / пер. с англ. М.: Мир, 1983. Т. 1. 519 с.
4. Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 81-97.
5. Алексеев И.Г., Кудря А.В., Штремель М.А. Параметры АЭ, несущие информацию об одиночной хрупкой трещине // Дефектоскопия. 1994. № 12. С. 29-34.
6. Альшиц В.И., Инденбом В.Л. Динамические потери энергии движущимися дислокациями и внутреннее трение // Внутреннее трение металлических материалов. М.: Наука, 1970. С. 37-41.
7. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
8. Баранов В.М., Кудрявцев Е.М., Сарычев Г.А., Щавелин В.М. Акустическая эмиссия при трении. М.: Энергоатомиздат, 1998. 256 с.
9. Беляков А.С., Кузнецов В.В., Николаев А.В. Акустическая эмиссия в верхней части земной коры // Физика земли. 1991. № 10. С. 79-84.

10. Беляков А.С., Николаев А.В. Сейсмоакустические приёмники с магнитоупругим преобразователем // Физика земли. 1993. № 7. С. 74-80.
11. Беляков А.С., Николаев А.В. Методика сейсмоакустических наблюдений // Физика земли. 1995. № 8. С. 89-93.
12. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. О вариациях фонового подземного звука // Доклады АН. 1996. Т. 358. №3. С.383-386
13. Беляков А.С. Землетрясения и подземный звук // Земля и Вселенная. 1996. № 2. С. 23-29.
14. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. Подземный фоновый звук и его энергетическая модель как компоненты системы прогноза землетрясений // Физика земли. 2002. № 12. с. 57-64.
15. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Что происходит в земной коре между закатом и восходом солнца // Доклады АН. 2011. Т. 438. № 2. С. 249-252.
16. Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Сычев В.Н., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №10. С.1678-1689.
17. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кривенко Л.Ф., Кривуля С.С. Звуковое излучение двойникующих дислокаций при их выходе из кристалла // Физика твердого тела. 1969. Т. 11. № 12. С.3621-3626.
18. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кривенко Л.Ф., Кривуля С.С. Звуковое излучение двойникующих дислокаций // Физика твердого тела. 1970. Т. 12. № 6. С. 1753-1755.
19. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кривуля С.С. Переходное излучение звука дислокациями // Физика твердого тела. 1973. Т. 15. № 1. с. 321-323.
20. Бойко В.С. Дислокационное описание динамического поведения полосы скольжения // Физика твердого тела. 1973. Т. 15. № 11. С. 3426-3427.

21. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кривенко Л.Ф. Звуковая эмиссия при аннигиляции дислокационного скопления // Физика твердого тела. 1974. Т. 16. № 4. С. 1233-1235.
22. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кривенко Л.Ф. Динамика образования макроскопического скопления дислокаций в неоднородном поле и ее приложение к анализу звуковых импульсов // Физика твердого тела. 1974. Т. 16. № 5. С. 1451-1457.
23. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кившик В.Ф., Кривенко Л.Ф. Синхронная регистрация перемещения дислокаций и генерируемого ими звукового излучения // Физика твердого тела. 1975. Т. 17. № 5. С. 1541-1543.
24. Бойко В.С., Гарбер Р.И., Кившик В.Ф., Кривенко Л.Ф. Экспериментальное исследование переходного излучения звука дислокациями при их выходе на поверхность // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 1976. Т. 71. № 2. С. 708-713.
25. Бойко В.С., Кривенко Л.Ф. Исследование пространственного распределения звукового излучения при пересечении поверхности скоплением дислокаций // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 1981. Т. 80. № 1. С. 255-261.
26. Бойко В.С., Кившик В.Ф., Кривенко Л.Ф. Распределение дислокаций в движущемся скоплении и генерируемая им акустическая эмиссия // Физика твердого тела. 1984. Т. 26. № 6. С. 1625-1629.
27. Бойко В.С., Кривенко Л.Ф. Наблюдение поверхностных акустических волн, генерируемых при выходе скопления дислокаций на поверхность кристалла // Акустический журнал. 1987. Т. 23. № 5. С. 821-825.
28. Боуден Ф.П., Тейбор Д. Трение и смазка твердых тел / Пер. с англ. М.: Машиностроение, 1968. 345 с.
29. Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред. М.: Наука, 1982. 335 с.

30. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика слоистых сред. М.: Наука, 1989. 416 с.
31. Брикар Дж. Влияние радиоактивности и загрязнений на элементы атмосферного электричества. Проблемы электричества атмосферы / Под ред. Шварца Я.М. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1969. С. 68-105.
32. Буйло С.И. Связь параметров акустического излучения растущей трещины с коэффициентом интенсивности напряжений и типом напряженного состояния // Дефектоскопия. 2006. № 3. С. 181-184.
33. Буйло С.И. Связь амплитуды акустического излучения ансамбля микродефектов со скоростью деформации и восстановление количества актов АЭ при изменении динамического диапазона регистрируемых сигналов // Дефектоскопия. 2007. № 3. С. 69-77.
34. Виноградов С.Д. Упругие волны, излучаемые от трещин отрыва и от сдвиговой подвижки по подготовленному разлому // Исследование по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 67-74.
35. Виноградов С.Д. Условия на разрыве и спектры излучаемых им волн // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 7. С. 20-26.
36. Виноградов С.Д., Кузнецова К.И., Москвина А.Г., Штейнберг В.В. Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 129-140.
37. Виноградов С.Д. Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений. М.: Наука, 1989. 177 с.
38. Водинчар Г.М., Пережогин А.С., Сагитова Р.Н., Шевцов Б.М. Моделирование зон геоакустической эмиссии // Математическое моделирование. 2007. Т. 19. № 11. С. 59-63.
39. Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н. Экспериментальные исследования распространения импульсных акустических сигналов в грунте // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 1. С. 73-74.

40. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52-67.
41. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Доклады АН. 2007. Т. 414. № 3. С. 389-392.
42. Горбатиков А.В., Молчанов О.А., Хаякава М., Уеда С., Хаттори К., Нагао Т., Николаев А.В. Отклик акустической эмиссии на сейсмический процесс // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 66-78.
43. Горбунова И.В., Салов Б.Г., Соболев Г.А., Ружанская Г.А. Определение длины и скорости распространения разрыва по сейсмическим и акустическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 3. С. 41-48.
44. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады АН. 2006. Т. 407. № 5. С. 669-672.
45. Гордиенко В.А. Векторно-фазовые методы в акустике. М.: Физматлит, 2007. 480 с.
46. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Краснописцев Н.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М. Аномалия высокочастотных сигналов геоакустической эмиссии как оперативный предвестник землетрясения // Акустический журнал. 2008. Т. 54. № 1, С. 97-109.
47. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Изучение высокочастотной геоакустической эмиссии приемным модулем на базе векторного приемника // Вестник Московского Университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2009. №4. С.94-98.
48. Городецкая Н.С. Волны в пористо-упругих насыщенных жидкостью средах // Акустический вестник. 2007. Т. 10. № 2. С. 43-63.

49. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.
50. Грешников В.А., Дробот Ю.Б. Акустическая эмиссия. М.: Изд-во стандартов, 1976. 276 с.
51. Датчик напряженности электрического поля "Поле-2М". Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Л.: ГГО им. А.И. Воейкова, 1991. 35 с.
52. Демьянович В.В. Как создавалась станция «Агам». Из истории отечественной гидроакустики / Под ред. Я.С.Карлика. С.-Пб.: Изд-во ГНЦ ЦНИИ им. акад. А.Н.Крылова, 1998. С.295-315.
53. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука. 1980. С. 7-44.
54. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240с.
55. Долгих Г.И., Валентин Д.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентации в геофизических исследованиях переходных зон // Физика Земли. 2002. № 8. С. 69-73.
56. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марापалец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // Доклады АН. 2007. Т. 413. № 1. С. 96-100.
57. Ермолов И.Н., Алешин Н.П., Потапов А.И. Неразрушающий контроль. Книга 2. Акустические методы контроля / под. ред. проф. В.В.Сухорукова. М.: Высшая школа, 1991. 283 с.
58. Иванов В.И., Власов И.Э. Неразрушающий контроль: справочник. Книга 1. Метод акустической эмиссии / под. общ. ред. чл. корр. РАН В.В.Клюева. М.: Машиностроение, 2005. Т. 7. 315 с.

59. Касахара К. Механика землетрясений / пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.
60. Клей К., Медвин Г. Акустическая океанография / пер. с англ. М.: Мир, 1980. 580 с.
61. Ковтун А.А. Об уравнениях модели Био и их модификациях // Вопросы геофизики. 2011. Выпуск 44. С. 3-26.
62. Колоколов В.П., Шварц Я.М. Методы наблюдений элементов атмосферного электричества. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1976. 64 с.
63. Короновский Н.В. Напряженное состояние Земной коры //Соросовский образовательный журнал. 1997. №1. С. 50-56.
64. Косевич А.М. Динамическая теория дислокаций // Успехи физических наук. 1964. Т. 84. № 4. С. 579-609.
65. Косевич А.М., Маргвелашвили И.Г. Излучение электромагнитных и звуковых волн дислокацией, равномерно движущейся в ионном кристалле // Изв. АН СССР, Сер. физ. 1967. Т. 31. № 5. С. 848-850.
66. Косевич А.М., Бойко В.С. Дислокационная теория упругого двойникования кристаллов // Успехи физических наук. 1971. Т. 104. № 2. С. 201-254.
67. Косевич А.М. Как течет кристалл // Успехи физических наук. 1974. Т. 114. № 3. С. 509-532.
68. Коттрелл А.Х. Дислокации и пластическое течение в кристаллах / пер. с англ. М.: Metallurgizdat, 1958. 267 с.
69. Коттрелл А.Х. Теория дислокаций / пер. с англ. М.: Мир, 1969. 96 с.
70. Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. 1996. № 2. С. 3-5.
71. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. 123 с.
72. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Анализ изменений геоакустической эмиссии в процессе подготовки сильных землетрясений на Камчатке // Эл. журнал «Исследовано в России». 2004. Т. 7. С. 2809-2818.

[Электронный ресурс]. URL: <http://www.sci-journal.ru/articles/2004/262.pdf>
(дата обращения: 31.03.2015).

73. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
74. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 45-58.
75. Купцов А.В. Особенности высокочастотной геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясений: дис. ... канд. физ.-мат. наук. Паратунка, 2006. 113 с.
76. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Руленко О.П., Шевцов Б.М., Щербина А.О. О связи высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород с электрическим полем в приземном слое атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 71-76.
77. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Теория упругости. М.: Наука, 1987. Т. 7. 248 с.
78. Лаппо С.С., Левин Б.В., Сасорова Е.В., Морозов В.Е., Диденкулов И.Н., Карлик Я.С. Гидроакустическая локация области зарождения океанического землетрясения. // Доклады АН. 2003. Т. 388. № 6. С. 805-808.
79. Левин Б.В., Сасорова Е.В., Борисов С.А. и др. Оценка параметров слабых землетрясений и их сигналов // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 60–70.
80. Левин В.А., Морозов Е.М., Матвиенко Ю.Г. Избранные нелинейные задачи механики разрушения. М.: Физматлит, 2004. 408 с.
81. Липеровская Е.В. Применение численного моделирования – метода Монте-Карло при анализе сейсмоионосферных эффектов // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сборник докл. IV Международной конференции, Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 32-54.

82. Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 210 с.
83. Малла С. Вейвлеты в обработке сигналов / пер. с англ. М.: Мир, 2005. 671 с.
84. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А. Синхронные возмущения акустической эмиссии пород и электрического поля в приземном воздухе в пункте наблюдения на о.Микижа // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: сборник докл. IV Международной конференции, Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 147-152.
85. Марапулец Ю.В., Щербина А.О., Мищенко М.А., Шадрин А.В. Методы исследования высокочастотной геоакустической эмиссии: монография / под общ. ред. Ю.В.Марапулец. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КачатГТУ, 2008. 105 с.
86. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Методы исследования пространственной анизотропии геоакустической эмиссии // Эл. журнал «Техническая акустика». 2008. 14. 17 с. [Электронный ресурс]. URL: <http://ejta.org/archive/articles2008/marapuletz1.zip> (дата обращения: 31.03.2015).
87. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А., Шевцов Б.М. Связь высокочастотной геоакустической эмиссии с электрическим полем в атмосфере при сейсмотектоническом процессе // Доклады АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 242-245.
88. Марапулец Ю.В., Мищенко М.А. К вопросу выявления возмущений высокочастотной геоакустической эмиссии, предшествующих землетрясениям на Камчатке // Материалы 2-ой региональной научн.-техн. конфер. «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России»: Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 221-224.
89. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Ларионов И.А., Мищенко М.А. Одновременный отклик высокочастотной геоакустической эмиссии и

- атмосферного электрического поля на деформирование приповерхностных осадочных пород // Доклады АН. 2011. Т. 440. № 3. С. 403-406.
90. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Мезомасштабная акустическая эмиссия. Владивосток: Дальнаука, 2012. 126 с.
91. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М., Ларионов И.А., Мищенко М.А., Щербина А.О., Солодчук А.А. Отклик геоакустической эмиссии на активизацию деформационных процессов при подготовке землетрясений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 59-67.
92. Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Солодчук А.А. Результаты исследования суточных вариаций геоакустической эмиссии на озере Микижа в период 2006-2011 гг. // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сборник докл. VI Международной конференции, Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. С. 349-353.
93. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Особенности азимутального распределения потока геоакустических сигналов в условиях изменчивости деформационного процесса в приповерхностных породах // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сборник докл. VI Международной конференции, Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. С. 316-319.
94. Марапулец Ю.В., Тристанов А.Б., Шевцов Б.М. Анализ структуры сигналов акустической эмиссии звукового диапазона методом разреженной аппроксимации // Акустический журнал. 2014. Т 60. № 4. С. 398-406.
95. Марфин Е.А., Овчинников М.Н. Упругие волны в насыщенных пористых средах. Казань: Казанский университет, 2012. 28 с.
96. Мищенко М.А. Статистический анализ возмущений геоакустической эмиссии, предшествующих сильным землетрясениям на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. 2011. № 1 (2). С. 56-64.

97. Моргунов В.А., Любошевский М.Н., Фабрициус В.З., Фабрициус З.Э. Геоакустический предвестник Спитакского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1991. №4. С.104-106.
98. Морозов В.Е., Сасорова Е.В. Высокочастотные сигналы (40-110 Гц), предшествующие землетрясениям, по гидроакустическим данным на Тихоокеанском побережье Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 64-74.
99. Москвина А.Г. Поле смещений упругих волн, создаваемых расширяющейся дислокацией // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 6. 1969. С. 3-10.
100. Нацик В.Д. Излучение звука дислокацией, выходящей на поверхность кристалла // Письма в журнал экспериментальной и теоретической физики. 1968. Т. 8. № 6. С. 324-328.
101. Нацик В.Д., Чишко К.А. Звуковое излучение при аннигиляции дислокаций // Физика твердого тела. 1972. Т. 14. № 11. С. 3126-3132.
102. Нацик В.Д., Чишко К.А. Динамика и звуковое излучение дислокационного источника Франка-Рида // Физика твердого тела. 1975. Т. 17. № 2. С. 342-345.
103. Нацик В.Д., Чишко К.А. Акустическая эмиссия при образовании дислокационного скопления источником Франка-Рида // Физика твердого тела. 1978. Т. 20. № 7. С. 1933-1936.
104. Нацик В.Д., Чишко К.А. Акустическая эмиссия дислокаций, выходящих на поверхность кристалла // Акустический журнал. 1982. Т. 28. №. 3. С. 381-389.
105. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности // Наведённая сейсмичность. ОИФЗ РАН, М., Наука, 1994. С. 5 - 15.
106. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика пористых насыщенных сред. М.: Недра, 1970. 335 с.
107. Овчинников М.Н. Реологические модели и эволюция физических полей в подземной гидросфере: дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Казань, 2004. 291 с.
108. Олещук В.Ю., Дьяков А.В., Купцов А.В., Семеняк П.Н. Научно-технический отчет «Исследования влияния сейсмической активности на шумы океана».

- Акустический институт им. Академика Андреева, Тихоокеанский филиал. 1991. 222 с.
109. Партон В.З. Механика хрупкого разрушения: От теории к практике. М.: Наука, 1990. 240 с.
110. Пережогин А.С., Шевцов Б.М. Модели напряженно-деформированного состояния горных пород при подготовке землетрясений и их связь с геоакустическими наблюдениями // Информационные технологии. 2009. Т. 14. № 3. С. 48-57.
111. Пережогин А.С. О зонах геоакустической эмиссии в упругом приближении среды // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о земле. 2009. Вып. 13. № 1. С. 198-201.
112. Петров А.И., Петрова Г.Г. Вертикальные профили полярных электропроводностей и плотности объемного заряда в электродном слое атмосферы. Труды ГГО / Под ред. Евтеева Б.Ф. и Махоткина Л.Г. Л.: Гидрометеиздат, 1988. Вып. 514. С. 12-16.
113. Петров А.И., Петрова Г.Г. Результаты измерений электропроводности в электродном слое атмосферы. Труды ГГО / Под ред. Евтеева Б.Ф. и Махоткина Л.Г. Л.: Гидрометеиздат, 1990. Вып. 527. С. 12-17.
114. Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н., Соловьев М.Ю. Экспериментальные профили атмосферно-электрических характеристик в электродном слое. Сборник трудов VI Российской конференции по атмосферному электричеству / Под ред. Мареева Е.А. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2007. С. 87-88.
115. Петрунин Ю.Ю. Информационные технологии анализа данных. Data analysis. М.: КДУ, 2008. 292 с.
116. Плотников В.А., Паскаль Ю.И. Природа акустической эмиссии при мартенситных превращениях // Физика металлов и металловедение. 1997. Т. 84. № 3. С. 142-149.

117. Райс Дж. Механика очага землетрясения // Новое в зарубежной науке / сер. Механика. М.: Мир, 1982. № 28. С. 10-132.
118. Реброва О.Ю. Статистический анализ медицинских данных. Применение пакета прикладных программ STATISTICA. М.: МедиаСфера, 2002. 312 с.
119. Ройтбурд А.Л. Теория формирования гетерофазной структуры при фазовых превращениях в твердом состоянии // Успехи физических наук. 1974. Т. 113. № 1. С. 69-104.
120. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
121. Руленко О.П. Тензочувствительность предсейсмических отрицательных аномалий электрического поля в приземном воздухе // Сборник научных трудов Пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. Владимир: Транзит ИКС, 2003. Т. II. С. 82-85.
122. Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А. Анализ проявления связи между высокочастотной геоакустической эмиссией и электрическим полем в атмосфере у поверхности земли // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 53-64.
123. Руленко О. П., Марапулец Ю. В., Кузьмин Ю. Д. О причине одновременного появления возмущений атмосферного электрического поля и высокочастотной геоакустической эмиссии при сеймотектоническом процессе // Доклады АН. 2015. Т. 461. № 3. С. 333-337.
124. Рутенко А.Н., Боровой Д.И., Гриценко В.А., Петров П.С., Ущиповский В.Г., Воеkholt М. Мониторинг акустического поля сейсморазведочных импульсов в прибрежной зоне // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 3. С. 356-369.
125. Рыкунов Л.Н., Хаврошин О.Б., Цыплаков В.В. Аппаратура и методы исследования слабых сейсмических эффектов. Деп. В ВИНТИ, № 2919-78. 1978.
126. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Модуляция высокочастотных микросейсм // Доклады АН СССР. 1978. Т. 238. № 2. С. 303-306.

127. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 72-77.
128. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // Диплом на открытие № 282 Госкомизобретения СССР. М., 1983. 1 с.
129. Салтыков В.А. Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // Доклады АН. 1995. Т. 341 № 3. С.406-407.
130. Салтыков В.А. Синицын В.И., Чебров В.Н. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 73-83.
131. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений // Физика Земли. 2007. № 9. С. 48-60.
132. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. 20 лет исследованию сейсмических шумов на Камчатке: от экспериментальных наблюдений к прогнозу землетрясений и моделированию // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2007. № 1. Выпуск № 9. С. 37-50.
133. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 110-124.
134. Сасорова Е.В., Левин Б.В. Низкочастотные сейсмические сигналы как региональные признаки подготовки землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. №4-5. С.126-133.
135. Сасорова Е.В., Морозов В.Е., Лысенко Ю.В., Коровин М.Е. Гидроакустический мониторинг сейсмических событий в океане // Фундаментальные исследования океанов и морей Кн. 1. М.: Наука. 2006. С. 254–263.

136. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометиздат, 2002. 200 с.
137. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 192 с.
138. Скворцов А.А., Литвиненко О.В. Звуковое излучение, вызванное срывом и остановкой краевых дислокаций в изотропной среде // Физика твердого тела. 2002. Т. 44. № 7. С. 1236-1242.
139. Слезов В.В., Яковский В.В. Влияние стопоров на дислокационный механизм роста и залечивания пор под нагрузкой // Физика металлов и металловедение. 1972. Т. 44. № 4. С. 698-703.
140. Слезов В.В. Теория дислокационного механизма роста и залечивания пор и трещин под нагрузкой // Физика твердого тела. 1974. Т. 16. № 3. С. 785-794.
141. Слепян Л.И. Механика трещин. Л.: Судостроение, 1990. 296 с.
142. Смирнов В.В. Ионизация в тропосфере. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 312 с.
143. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
144. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
145. Солодчук А.А. Методика выявления суточного хода геоакустической эмиссии // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. 2012. № 2 (5). С. 69-73.
146. Сташкевич А.П. Акустика моря. Л.: Судостроение, 1966. 356 с.
147. Стейси Ф. Физика Земли / пер. с англ. М.: Мир, 1972. 334 с.
148. Судхзуки Т., Есинага Х., Такуети С. Динамика дислокаций и пластичность / пер. с англ. М.: Мир, 1989. 296 с.
149. Уайт Дж.Х. Возбуждение и распространение сейсмических волн // пер. с англ. М.: Недра, 1986. 261 с.
150. Ультразвук. Маленькая энциклопедия / под. ред. И.П.Голяминой. М.: Советская энциклопедия, 1979. 400 с.

151. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон как "детерминированный" индикатор природных и техногенных геодинамических процессов // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 6. С. 816-820.
152. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон как индикатор геодинамических процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 277-286.
153. Федоров В.А., Тялин Ю.И., Тялина В.А. Дислокационные механизмы разрушения двойнящихся материалов. М.: Машиностроение, 2004. 336 с.
154. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
155. Финкель В.М. К вопросу о связи скорости распространения трещины с величиной пластической деформации // Физика металлов и металловедение. 1966. Т. 21. № 3. С. 461-463.
156. Финкель В.М., Серебряков С.В. Излучение звуковых и ультразвуковых импульсов при росте трещин в стали // Физика металлов и металловедение. 1968. Т. 25. № 3. С. 543-548.
157. Финкель В.М. Физика разрушения. М.: Металлургия, 1970. 376 с.
158. Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. М.: Металлургия, 1977. 360 с.
159. Финкель В.М., Конкин Б.Б. Взаимодействие дислокационных полос с залеченной трещиной // Физика твердого тела. 1984. Т. 26. № 1. С. 269-271.
160. Френкель. Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве // Известия АН СССР. Серия география и геофизика. 1944. 8. № 4. С. 133-149.
161. Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Сейсмический шум и сейсмичность // Нетрадиционные методы геофизических исследований неоднородностей в земной коре. ИФЗ АН СССР, Мингео, Миннефтепром СССР. М., 1989. 113с.
162. Ханжин В.Г., Штремель М.А., Никулин С.А., Калиниченко А.И. Оценка размеров внутренних трещин по пиковым амплитудам акустической эмиссии // Дефектоскопия. 1990. № 4. С. 35-40.

163. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество / пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 421 с.
164. Чишко К.А. Дислокационный механизм излучения звука при развитии трещины в кристалле // Физика твердого тела. 1992. Т. 34. № 3. С. 864-869.
165. Шамина О. Г., Стрижков С.А. Исследование взаимодействия трещин в образцах под давлением. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 9. С. 17-27.
166. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. М.: Наука, 1982. 191 с.
167. Шамина О.Г., Понятовская В.И. Модельные исследования неоднородных и трещиноватых сред. М.: ИФЗ РАН, 1993. 179 с.
168. Шевцов Б.М., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. О направленности приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии в периоды деформационных возмущений // Доклады АН. 2010. Т. 430. № 1. С. 119-122.
169. Шериф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка / пер. с англ. М.: Мир, 1987. Т. 1. 448 с.
170. Электромагнитные предвестники землетрясений / Под ред. академика Садовского М.А. М.: Наука, 1982. 88 с.
171. Янь Гуань, Жень Ки, Ке Пейвен. Адаптивная вейвлет-пакетная декомпозиция, основанная на алгоритме согласованного преследования и ее применение в ультразвуковом контроле // Дефектоскопия. 2007. № 1. С. 80-87.
172. Albert D.G. A comparison between wave propagation in water-saturated and air-saturated porous materials // J. Appl. Phys. 1993. Vol. 73. N. 1. P. 28-36.
173. Berryman J.G., Milton G.W. Exact results for generalized Gassmann's equations in composite porous media with two constituents // Geophysics. 1991. Vol. 56. N. 12. P. 1950-1960.
174. Biot M.A. General theory of three-dimensional consolidation // J. Appl. Phys. 1941. Vol. 12. P. 155-164.

175. Biot M.A. Theory of propagation of elastic waves in fluid-saturated porous solid. Path I. Low frequency range // J. Acoust. Soc. Amer. 1956. Vol. 28. N. 2. P. 168-178.
176. Biot M.A. Theory of propagation of elastic waves in fluid-saturated porous solid. Path II. Higher frequency range // J. Acoust. Soc. Amer. 1956. Vol. 28. N. 2. P. 179-191.
177. Biot M.A., Willis D.G. The elastic coefficients of the theory of consolidation // J. Appl. Mech. 1956. Vol. 24. P. 594-601.
178. Biot M.A. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media // J. Appl. Phys. 1962. Vol. 33. N. 4. P. 1482-1498.
179. Brune J. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. N. 26. P. 4997-5009.
180. Chakraborty A., Okaya D. Frequency-time decomposition of seismic data using wavelet-based methods // Geophysics. 1995. Vol. 60. N. 6. P. 1906-1916.
181. Chen S. S., Donoho D. L., Saunders M. A. Atomic decomposition by basis pursuit // SIAM J. Scientific Computing. 1998. Vol. 20, No. 1. pp. 33-61.
182. Fillunger P. Der Auftrieb von Talsperren, Teil I-III // Osterr. Wochenschrift für den öffentlichen Bauwesen. 1913. N. 7. P. 169-181.
183. Gassmann F. Über Die elastizität poröser medien // Vier der Natur Gesellschaft. 1951. N. 96. P. 1-23.
184. Gassmann F. Elastic waves through a packing of spheres // Geophysics. 1951. Vol. 16. P. 673-685.
185. Gillis P.P. Dislocation Mechanisms as Possible Sources of Acoustic Emission // Material Research and Standards. 1971. Vol. 11. N. 3. P. 11-13.
186. Gregori G.P., Poscolieri M., Paparo G., De Simone S., Rafanelli C., Ventrice G. "Storms of crustal stress" and AE earthquake precursors // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010. N. 10 P. 319-337.

187. Goodwin M.M., Vetterli M. Matching pursuit and atomic signal models bases on recursive filter banks // IEEE Transactions on Signal Processing. 1999. N. 47(7). P. 1890-1902.
188. Ebenezer S.P., Papandreou-Suppappola A., Suppappola S.B. Classification of acoustic emissions using modified matching pursuit // EURASIP Journal on Applied Signal Processing. 2004. N. 3. P. 347-357.
189. James D.R., Carpenter S.H. Relationship between Acoustic Emission and Dislocation Kinetics in Crystalline Solids // J. Appl. Phys. 1971. Vol. 42. N. 12. P. 4685-4697.
190. Josso N.F., Zhang J.J., Papandreou-Suppappola A. et al. On the characterization of time-scale underwater acoustic signal using matching pursuit decomposition // Proceedings of the IEEE of OCEANS Conference. 2009. P. 6. Biloxi. Miss. USA.
191. Kamra A.K. Fair weather space charge distribution in the lowest 2 m of the atmosphere // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. N. C6. P. 4257-4263.
192. Kelder O., Smeulders D.M. Observation of the Biot slow wave in water-saturated Nivelsteiner sandstone // Geophysics. 1997. Vol. 62. N. 6. P. 1974-1796.
193. Keiser J. Erkenntnisse und Folgerungen aus der Messung von Geräuschen bei Zugbeanspruchung von Metallischen Werkstoffen // Archiv für das Eisenhüttenwesen. 1953. Vol 24. N. 1-2. 1953. P. 43-45.
194. Kiesewetter N. The Acoustic Emission from Moving Dislocations // Ser. Met. 1974. Vol. 8. N. 3. P. 249-252.
195. Kovvali N., Das S., Chakraborty D., Cochran D., Papandreou-Suppappola A., Chattopadhyay A. Time-frequency based classification of structural damage //AIAA/ASME/ASCE/AHS/ASC Structures, Structural Dynamics, and Materials Conference. 2007. Honolulu. Hawaii. P. 2007-2055.
196. Kulkarni M., Kamra A.K. Vertical profiles of atmospheric electric parameters close to ground // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. N. D22. P. 28209-28221.

197. Larionov I.A., Marapulets Y.V., Shevtsov B.M. Features of the Earth surface deformations in the Kamchatka peninsula and their relation to geoacoustic emission // *Solid Earth*. 2014. N. 5. P. 1293-1300.
198. Laub T., Eshelby J.D. The velocity of a wave along a dislocation // *Phil. Mag.*, 1966. Vol. 14. N. 132. P. 1285-1293.
199. Mallat S., Zhang Z. Matching pursuits with time-frequency dictionaries // *IEEE Transactions on Signal Processing*. 1993. N. 41(12). P. 3397-3415.
200. McClure M.R., Carin L. Matching Pursuits with a wave-bases dictionary // *IEEE Transactions on Signal Processing*. 1997. N. 45(12), P. 2912-2927.
201. Mindlin R.D. Force at a Point in the Interior of a Semi-Infinite Solid // *Journal of Applied Physics*. 1936. Vol. 7. P. 195-202.
202. Mindlin R.D., Cheng D.H. Nuclei of Strain in the Semi-Infinite Solid // *Journal of Applied Physics*. 1950. Vol. 21. P. 926-930.
203. Nagy P.B., Adler L., Bonnet B.P. Slow wave propagation in air-filled porous materials and natural rocks // *Appl. Phys. Lett.* 1990. Vol. 56. N. 25. P. 2504-2506.
204. Ohtsu M. Source mechanisms of AE. // *Acoustic Emission Testing*. / Eds. C.U.Grosse, M.Ohtsu. Springer, 2008. P. 149-174.
205. Paparo G., Gregori G.P., Coppa U., De Ritis R., Taloni A. Acoustic Emission (AE) as a diagnostic tool in geophysics // *Annals of Geophysics*. 2002. Vol.45. N. 2. P. 401-416.
206. Plona T.J. Observation of second bulk compressional wave in a porous medium at ultrasonic frequencies // *Appl. Phys. Lett.* 1980. Vol. 36. N. 4. P. 259-261.
207. Pollock A.A. Acoustic emission // *Non-Destruct Testing*. 1970. Vol. 209. N. 5433. P. 639-642.
208. Pollock A.A. Acoustic emission inspection // *Metals handbook*. Vol. 17. ASM International, 1989. P. 278-294.
209. Sedgwick R. Acoustic Emission from Single Crystals of LiF and Kcl // *J. Appl. Phys.* 1969. Vol. 39. N. 3. P. 1728-1740.

210. Slepyan L.I. Feeding and dissipative waves in fracture and phase transition // Journal of the Mechanics and Physics of Solids. 2001. Vol. 49. P. 469–511.
211. Smirnov S. E., Marapulets Y. V. Influence of a single lightning discharge on the intensity of an air electric field and acoustic emission of near-surface rocks // Solid Earth. 2012. Vol. 3. N. 2. P. 307-311.
212. Sornette D. Critical Phenomena in Natural Sciences: Chaos, Fractals, Selforganization and Disorder: Concepts and Tools (Springer Series in Synergetics). Springer-Verlag, 2006. 528 p.
213. Tatro C.A., Liptai R.C. Acoustic Emission from Crystalline Substances // Proc. Symp. Physics Nondestructive Testing. 1962. P. 145-158.
214. Tetelman A.S. Acoustic Emission Testing and Microcracking Processes // Mat. Res. Stand. 1971. Vol. 11. N. 3. P. 13-16.
215. Von Terzaghi K. Die Berechnung der Durchlässigkeit des Tones aus dem Verlauf der hydromechanischen Spannungserscheinungen // Sitzungsber. Akad. Wissensch. Math.-Naturwiss. Klasse. 1923. 132. P. 125-128.