

6 Исследование характеристик сигналов геоакустического излучения

6.1 Высокочастотный акустоэмиссионный эффект в приповерхностных осадочных породах

Акустическая эмиссия (АЭ) — излучение упругих волн, возникающее в процессе локальной динамической перестройки внутренней структуры твердых тел. Основными источниками АЭ являются процессы пластической деформации, связанные с появлением, движением и исчезновением дефектов кристаллической решетки, возникновением и развитием микро- и макротрещин, а также трение, в том числе “берегов” трещины друг о друга. Явление акустической эмиссии наблюдается в широком диапазоне 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, выявления скрытых дефектов в конструкциях различного типа, 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.

Для регистрации сигналов акустической эмиссии в звуковом диапазоне частот (специалисты-геофизики часто используют термин сейсмоакустическая эмиссия) используются высокочастотные сейсмостанции с магнитоупругими [1] или пьезокерамическими [11] 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 [2]. Результаты исследований АЭ, проведенные в начале 21 века в сейсмоактивных регионах в нашей стране, на Сахалине [7] и Камчатке [6], а так же за рубежом в Италии [14], 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 диапазоне частот от сотен герц до первых десятков килогерц, будет использован термин высокочастотная акустическая эмиссия.

6.1.1 Метод регистрации акустической эмиссии в звуковом диапазоне частот

В исследованиях на Камчатке [6] было показано, что типичный сигнал акустической эмиссии складывается из последовательности релаксационных импульсов различной амплитуды и длительности, с ударным возбуждением и частотой заполнения от сотен герц до десятков килогерц [8]. Для исследования таких сигналов необходимо было разработать аппаратно-программный комплекс, позволяющий регистрировать и проводить анализ акустической 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 рисунке 6.1 представлена структура аппаратно-программного комплекса по регистрации и анализу сигналов акустической эмиссии.

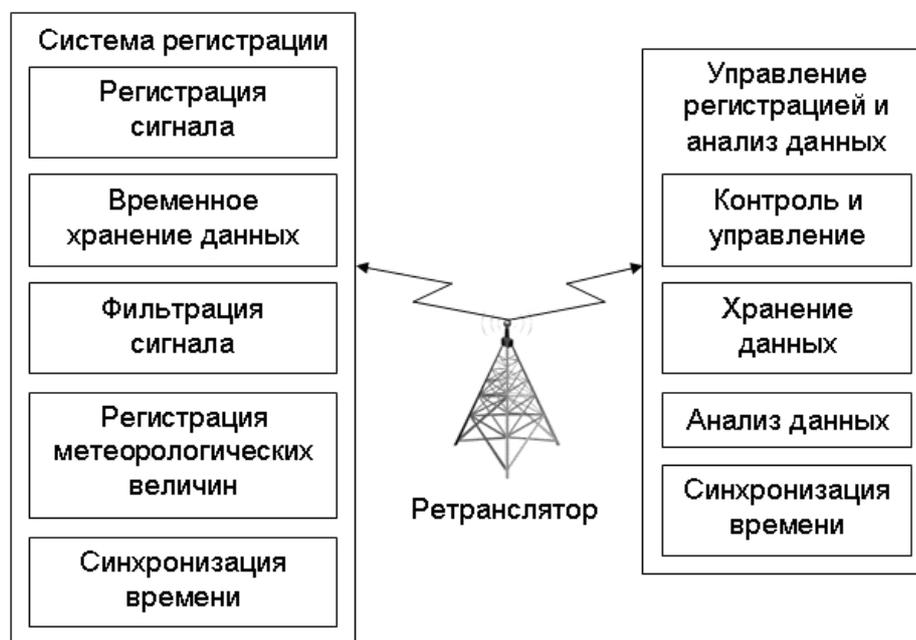


Рисунок 6.1 — Структура аппаратно-программного комплекса по регистрации и анализу сигналов акустической эмиссии в звуковом диапазоне частот

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 [7], в качестве датчиков акустической эмиссии были использованы пьезокерамические гидрофоны, установленные у дна природных и искусственных водоемов. Результаты экспериментальных исследований распространения сигналов в закрытых внутренних водоемах [6] и на морском шельфе [3] 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 рисунке 6.2 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.

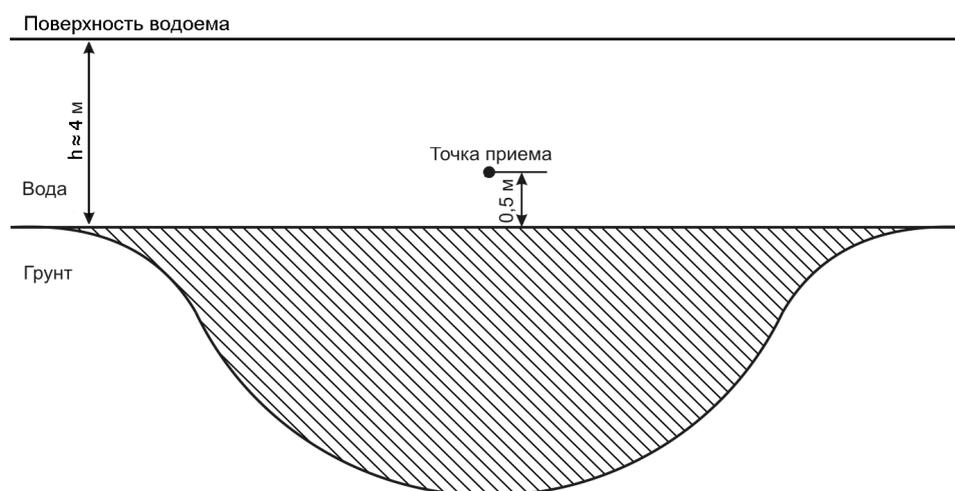


Рисунок 6.2 — Схема наблюдения акустической эмиссии. Приведено вертикальное сечение через точку установки приемника. Штриховкой отмечена область, из которой может осуществляться прием сигнала

В экспериментах для регистрации сигналов акустической эмиссии в звуковом диапазоне частот была использована система из четырех пьезокерамических гидрофонов, направленных по сторонам света, с диаграммой направленности 60° , разработанная в ИКИР ДВО РАН.

Задача определения направления прихода волны была решена с применением векторно-фазовых методов [4, 5]. Использован комбинированный приемник (КП), производства ЗАО «Геоакустика» при ФГУП ВНИИФТРИ, измеряющий акустическое давление и три взаимно ортогональных компоненты градиента давления. При обработке этих четырех сигналов находятся

векторы колебательной скорости, смещения и плотности мощности акустического излучения. Для обнаружения, определения направления на источник излучения и анализа потока геоакустических импульсов разработан метод автоматизации [8]. В методе рассматривается форма огибающей сигнала, и определяется его вступление. По максимальным значениям огибающей находится амплитуда, далее выделяются импульсы и определяется их направленность. Из анализа исключаются сигналы с повышенными шумами, выявление которых осуществляется оценкой соотношения малой и большой полуосей описывающего эллипса.

При исследованиях направленности акустического излучения использовались понятия интегральной $\Omega(t)$ и дифференциальной $D(\alpha, t)$ акустической активности [8, 12]. Первая из этих величин представляет собой зависящую от времени частоту следования импульсов, а вторая — распределение частоты следования этих импульсов по направлениям $d\alpha$.

Разработан аппаратно-программный комплекс, который позволяет регистрировать и определять направление прихода оригинального сигнала в звуковом диапазоне частот, для хранения данных используется формат звуковых данных “Wave” [9]. Одновременно производится цифровая фильтрация в семи частотных поддиапазонах: менее 10, 30–60, 70–200, 200–600, 600–2000, 2000–6500, более 6500 Гц, с последующим детектированием и накоплением сигнала на интервале 4 секунды по каждому поддиапазону. Чтобы выявить причину возникновения аномалий в акустических сигналах анализируются их корреляции с измерениями деформаций и метеопараметров, а также с сейсмическими данными.

Системы регистрации акустической эмиссии были установлены в водоемах в трех пунктах комплексных геофизических наблюдений ИКИР ДВО РАН на Камчатке: 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. [9].

6.1.2 Особенности проявления высокочастотного акустоэмиссионного эффекта

В ходе проведения исследования было установлено, что акустические сигналы деформационной природы можно разделить на импульсы в фоновый период и при увеличении скорости деформации пород. При этом активизация пластического процесса может быть связана с ослаблением пород в точке наблюдений или с возникновением удаленного источника напряжений [10, 15]]. В фоновый период наблюдаются незначительные по амплитуде акустические импульсы с частотой следования в пределах 0.1–0.5 импульсов в секунду. Для примера на рисунке 6.3а показан 10 минутный фрагмент записи такого сигнала. На рисунке 6.3б показан пример его энергетического спектра, полученного 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. Как видно из рисунка 6.3б спектр сигнала сглажен и имеет плавный спад с ростом частоты, такие сигналы называются розовым или серым шумом.

В спектре на рисунке 6.3б есть локальный максимум в области 18–21 кГц, обусловленный резонансом приемника. На низких частотах присутствует подъем на частоте питающей сети 50 Гц.

Во время роста напряжений и скорости деформации пород наблюдается увеличение, как амплитуды импульсов, так и их количества в единицу времени. В качестве примера рассмотрим акустические сигналы, зарегистрированные 16 ноября 2007 года. На рисунке 6.3в представлен 10 минутный фрагмент записи сигнала, а его энергетический спектр приведен на рисунке 6.3г.

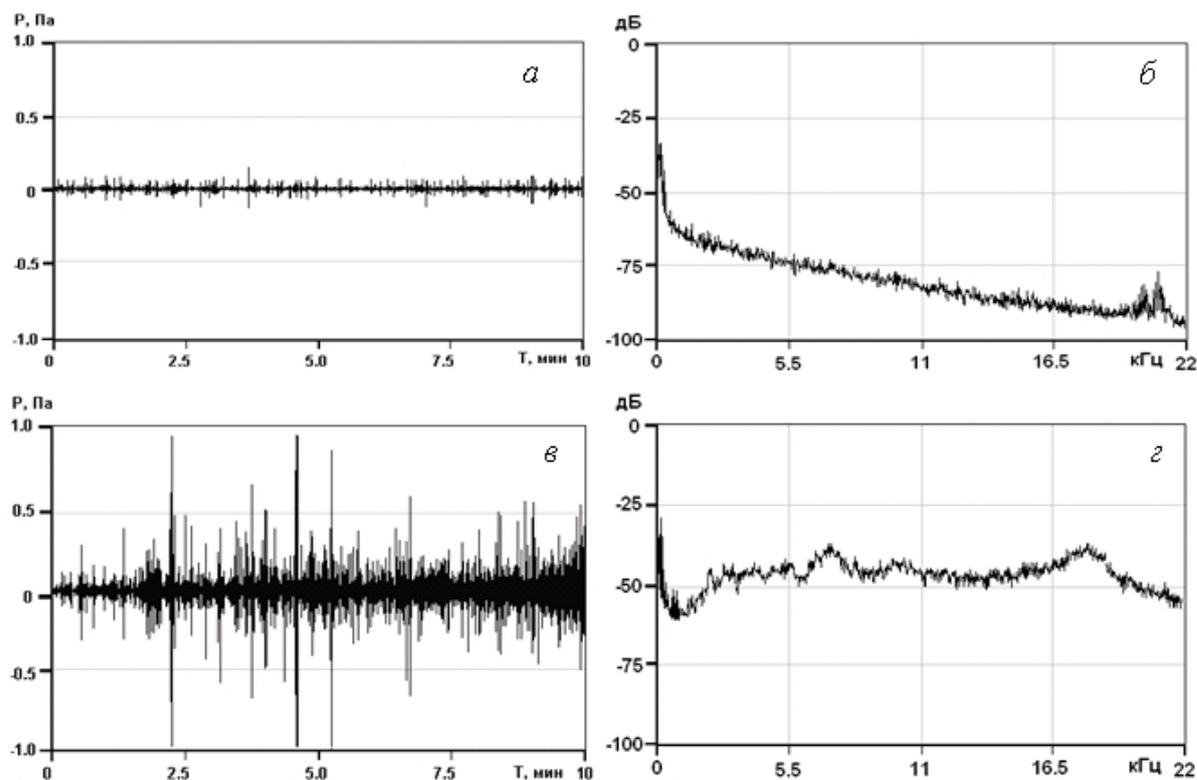


Рисунок 6.3 — Примеры акустических сигналов в фоновый период (а) и при увеличении скорости деформации (в), их энергетические спектры (б, г) соответственно

Сравнение спектра сигнала во время возмущений (рисунок 6.3г) со спектром в спокойный период (рисунок 6.3б) 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. Сигналы (рисунок 6.3а) 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 эпицентральном расстоянии 104 км произошло землетрясение с энергетическим классом $K_s = 12.8$. Координаты гипоцентра 52.8° N, 159.63° E, глубина 17 км (здесь и далее в тексте приведены оперативные данные по землетрясениям Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Геофизическая служба РАН”, для энергетической классификации землетрясений использовались классы K_s по шкале С.А. Федотова, связь K_s с магнитудой M_{LH} определяется формулой $M_{LH} = (K_s - 4.6)/1.5$). Рассмотрено влияние метеоусловий и техногенных помех на формирование сигналов акустической эмиссии. Следует отметить, что учет дополнительных

возмущений эмиссии под влиянием неблагоприятных погодных условий нетрудно осуществить по данным метеонаблюдений, а техногенные сигналы легко классифицируются [10, 15].

Оценка направленности акустической эмиссии производилась в фоновые периоды в дни, когда отсутствовали ярко-выраженные продолжительные акустические аномалии и во время возмущений [10, 12, 15]. На рисунке 6.4 приведены примеры диаграмм азимутального распределения акустической активности в периоды интенсивных возмущений, обусловленных деформационными изменениями в осадочных породах в пункте наблюдения на фоне их усредненных значений в спокойные дни.

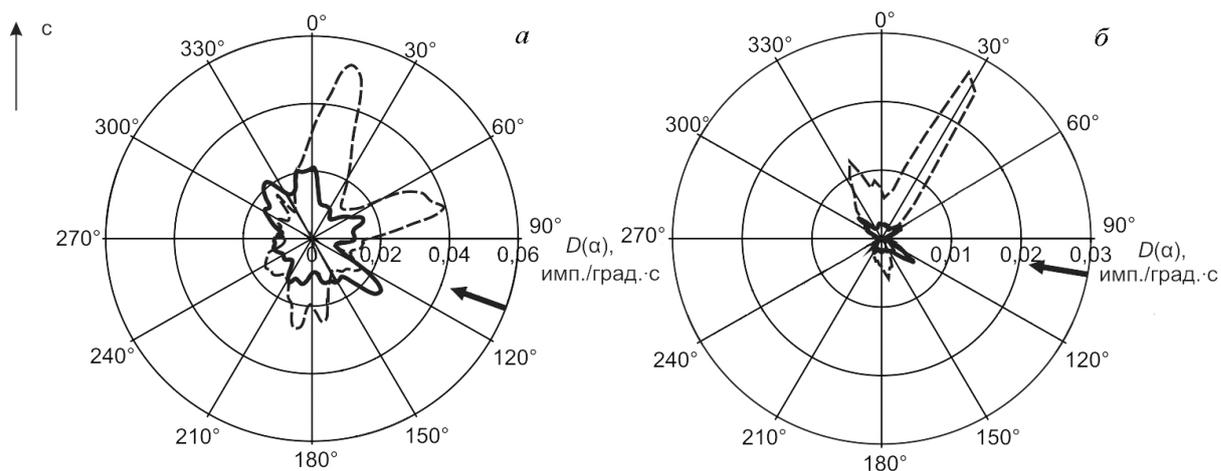


Рисунок 6.4 — Диаграмма азимутального распределения акустической активности (штриховая линия) 14.12.2007 г. (а) и 14.05.2008 г. (б). Сплошная линия — фоновая акустическая активность за ноябрь 2007 г. – февраль 2008 г. (а), май – июнь 2008 г. (б).

Стрелками показаны направления из эпицентров землетрясений

Обычно при отсутствии возмущений распределение акустической активности по пространству достаточно изотропно. В обоих случаях, представленных на рисунке 6.4, регистрируется несколько повышенная активность с юго-востока и северо-запада (сплошная линия), при этом структура дополнительных лепестков во многом повторяется. Отличия в активности эмиссии имеют сезонный характер. По множеству нерегулярно расположенных лепестков диаграмм направленности эмиссии на рисунке 6.4 можно судить о сложном характере напряжений, а по асимметрии расположения максимумов излучения можно сделать вывод о неоднородности свойств среды вокруг точки наблюдений.

На фоне плавных сезонных вариаций акустической эмиссии возникают кратковременные (в течение суток) интенсивные возмущения. На рисунке 6.4 акустическая активность $D(\alpha, t)$ в эти периоды показана штриховой линией. Пример анизотропии направленности акустической эмиссии, зарегистрированной 14.12.2007 г. за сутки перед землетрясением с энергетическим классом $K_s = 11.6$, произошедшим 15.12.2007 г. в 9:00 UT на эпицентральной расстоянии 175 км по азимуту 114° , координаты гипоцентра $52.34^\circ N, 160.61^\circ E$, приведен на рисунке 6.4а.

Аномалия эмиссии длилась семь часов с 3 до 10 часов 14.12.2007 г. В данном случае наибольшая активность импульсов наблюдалась с направлений 10–20 градусов. Кроме этого, несколько меньшее повышение активности регистрировалось и с диапазона направлений 60–80 градусов. Сплошной линией для сравнения показана усредненная фоновая активность за период ноябрь 2007 г. – февраль 2008 г. На рисунке 6.46 представлен пример анизотропии направленности акустической эмиссии, зарегистрированной 14.05.2008 г. за сутки перед землетрясением с $K_s = 11.1$, произошедшим 15.05.2008 г. в 5:49 UT на эпицентральной дистанции 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. Наибольшая активность импульсов наблюдалась в направлении 30°. Кроме этого несколько меньшее повышение активности регистрировалось и с диапазона направлений 330–340 градусов. Сплошной линией для сравнения показана усредненная фоновая активность за период май – июнь 2008 г.

Несмотря на то, что оба землетрясения произошли по азимуту 100–115 градусов относительно пункта наблюдения, 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.

Для подтверждения деформационной природы выявленных высокочастотных аномалий акустической эмиссии проведены одновременные наблюдения эмиссии и деформации пород. Для измерения относительной деформации использован разработанный в ТОИ ДВО РАН лазерный деформограф-интерферометр неравноплечего типа, который был установлен на расстоянии 50 м от акустической системы на обсадных трубах двух пятиметровых сухих скважин, разнесенных на 18 м. На одной из скважин размещен укрытый боксом интерференционный узел с частотно-стабилизированным гелий-неоновым лазером, а на другой — защищенный контейнером уголкового отражателя. 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 чувствительность деформографа будет примерно 4×10^{-11} м, а точность измерения относительных деформаций при этом составляет около 2×10^{-12} . Разумеется, что при установке деформографа на поверхности земли, без специального укрытия такая точность измерений не может быть реализована. С учетом влияния вибраций и метеоусловий в точке наблюдений точность измерения относительных деформаций составляла примерно 10^{-8} . 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 [13].

Результаты совместных исследований акустической эмиссии и деформаций показали, что высокочастотные аномалии эмиссии наблюдаются как при растяжении (рисунок 6.5а), так и при сжатии приповерхностных пород (рисунок 6.5б) с относительной деформацией за сутки 10^{-7} , а в ряде случаев и 10^{-6} (рисунок 6.5), при значительном увеличении скорости деформации. При сопоставлении графиков эмиссии и деформаций видно, что акустические возмущения

возникают во время многочисленных подвижек приповерхностных пород различной амплитуды. Деформации отдельных подвижек невелики, даже при сравнительно большой амплитуде они составляют не больше 10^{-8} (рисунок 6.5). Данные, приведенные на рисунке 6.5 получены в сейсмически спокойные периоды, когда на расстояниях до 250 км не регистрировались землетрясения с энергетическим классом $K_s > 10.0$.

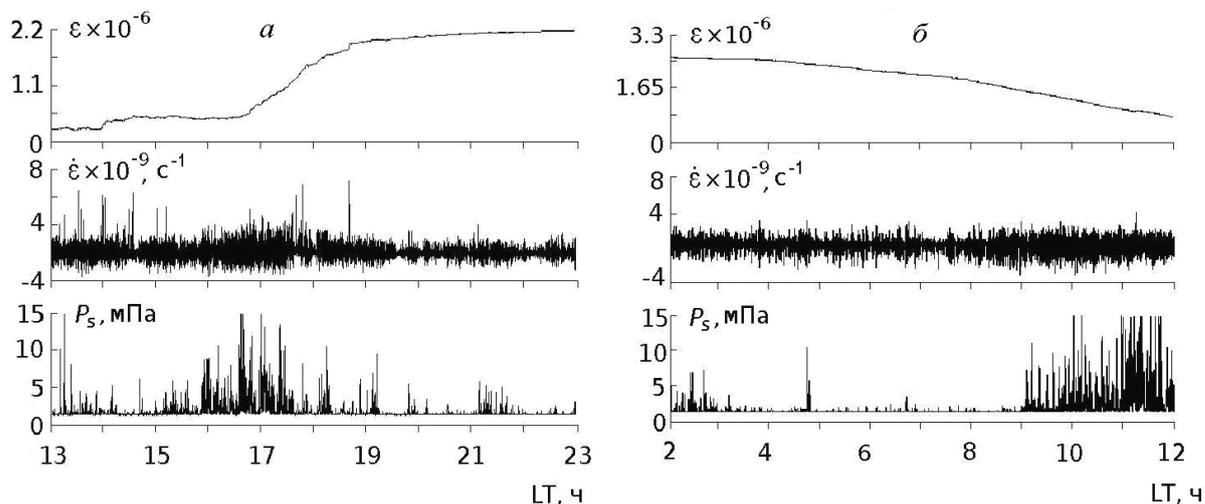


Рисунок 6.5 — Примеры аномалий акустической эмиссии и деформаций: при растяжении приповерхностных пород 14 октября 2009 г. (а), при сжатии приповерхностных пород 18 октября 2009 г./ (б). ε — относительная деформация пород, $\dot{\varepsilon}$ — скорость деформации, P_s — акустическое давление, накопленное за 4 секунды в диапазоне частот 0.6–2.0 кГц

Наиболее ярко влияние деформаций на поведение акустической эмиссии проявляется на заключительной стадии подготовки землетрясений [13]. На рисунке 6.6 приведен пример одновременной аномалии акустической эмиссии и деформаций пород, зарегистрированной 1 мая 2007 г. за 25 часов до землетрясения с энергетическим классом $K_s = 12.1$, 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. Из рисунка видно, что в период с 1 до 9 часов 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} с $^{-1}$.

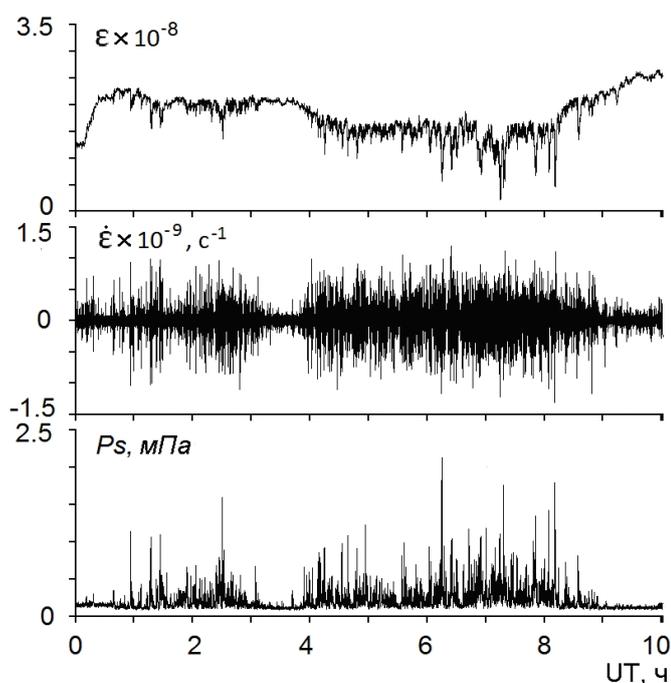


Рисунок 6.6 — Пример аномалии акустической эмиссии и деформаций пород перед землетрясением, произошедшим 2 мая 2007 г. в 12:00 UT. P_s — акустическое давление, накопленное за 4 секунды в диапазоне частот 2.0– 6.5 кГц, остальные усл. обозн. см. в подрис. подписи к рисунку 6.5

Для оценки связи между акустической 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 , а так же скоростью деформации $\dot{\epsilon}$ в период от 0 до 12 часов 1 мая. Частота отсчетов всех рядов была приведена к 0.25 Гц. В обоих случаях максимум ВКФ наблюдался на нулевом сдвиге и составлял минус 0.53 и 0.42 соответственно при уровне значимости менее 0.001 [13].

Таким образом, 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 [15]. Эффект устойчиво наблюдается на протяжении более чем десятилетнего натурального эксперимента на нескольких пространственно разнесенных станциях на Камчатке и наиболее сильно проявляется на заключительной стадии подготовки землетрясений.

Во время акустоэмиссионного эффекта возникает ярко выраженная анизотропия направленности геоакустического излучения, которая обусловлена ориентацией источников акустических колебаний в поле напряжений приповерхностных осадочных пород.

6.2 Исследование суточной вариации высокочастотной геоакустической эмиссии

Для исследования суточных вариаций геоакустической эмиссии использовались данные с датчика, установленного на глубине 2 м у дна озера Микижа на Камчатке. На удалении 150 м от гидрофона на берегу озера одновременно измерялись атмосферное давление, температура воздуха, его относительная влажность, скорость ветра и интенсивность дождя. Измерения скорости ветра производились на высоте 4,2 м от поверхности земли, остальных параметров — 2,5 м. Использовалась цифровая метеостанция Congrad WS-2300, метеорологические величины регистрировались один раз в 10 мин. Для измерения температуры воды с августа по сентябрь 2013 г. в непосредственной близости от гидрофона был установлен датчик температуры с частотой опроса 0,25 Гц.

В результате визуального анализа данных геоакустической эмиссии было выявлено наличие суточной вариации, амплитуда которой достигала максимума в период с 4 до 5 ч UTC (дневное время в месте регистрации). Анализ записей геоакустических шумов (рисунок 6.7) в периоды максимума и минимума суточного хода, показал, что в максимуме (рисунок 6.7а) 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 по сравнению с минимумом суточного хода (рисунок 6.7б). С учетом этого, при последующем анализе использовались секундные данные частотного поддиапазона 2,0–6,5 кГц, очищенные с помощью вейвлет-преобразования от мешающих шумов (подробно методика очистки приведена в [16]).

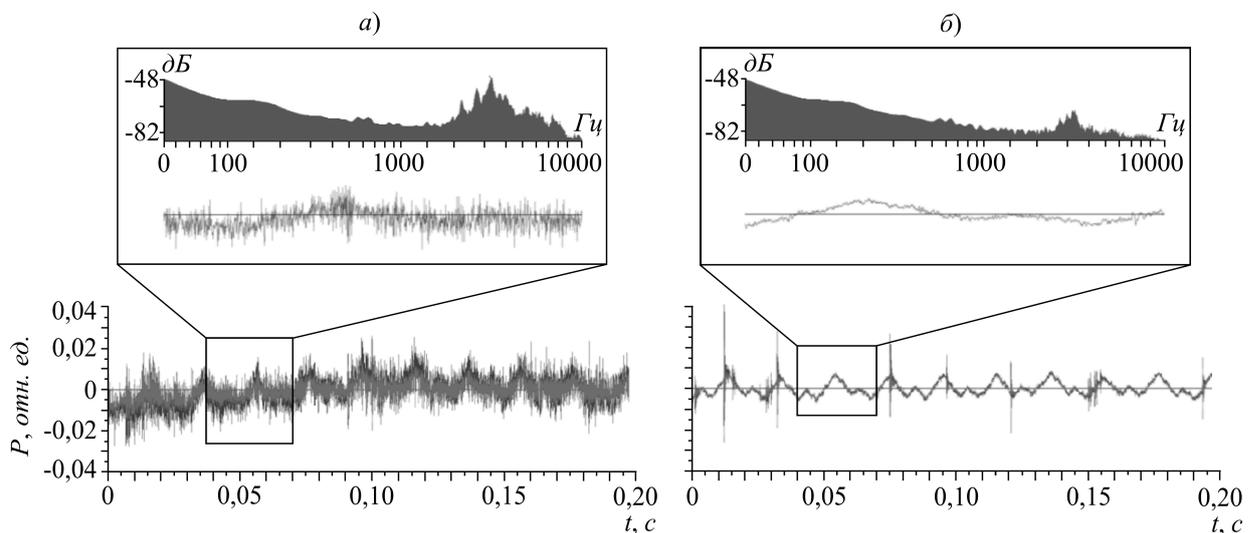


Рисунок 6.7 — Фрагменты регистрации акустической эмиссии в период максимума (а) и минимума (б) суточного хода 19 августа 2007 г. Во вкладках сверху показаны выделенные в прямоугольник участки и их спектры. P — акустическое давление

В результате анализа периодограмм фрагментов данных без сильных возмущений было установлено, что периодичность суточной вариации составляет 24 ч с точностью 1 ч (рису-

нок 6.8а). 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 невозможно из-за наличия мощных аномалий, обусловленных активизацией деформационного процесса или плохими метеоусловиями.

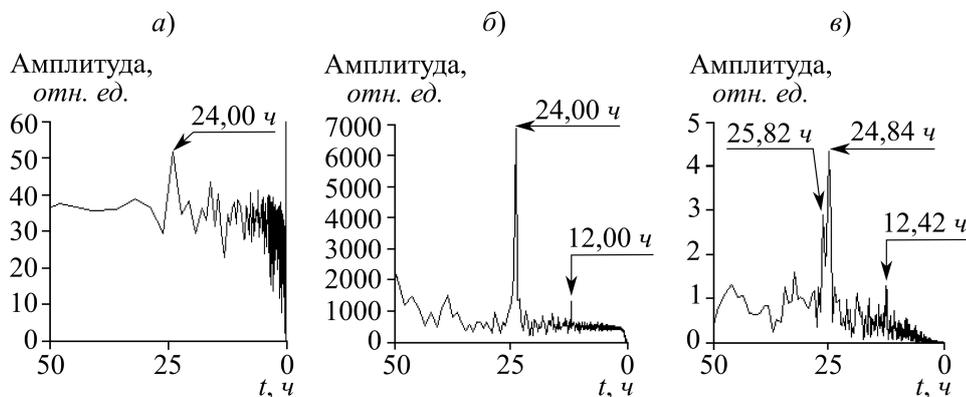


Рисунок 6.8 — Периодограммы накопленного на секундном интервале акустического давления в диапазоне частот от 2,0 до 6,5 кГц за период с 25 августа по 05 сентября 2007 г. (а); наклонов земной поверхности за период с 01 июня по 30 сентября 2013 г. (б) и за период с 01 апреля по 15 мая 2013 г. (в)

Для уточнения периода суточной вариации было проведено сравнение геоакустического сигнала с эталонными синусоидами, имеющими периоды, соответствующие наиболее мощным суточным приливным волнам: лунной деклинационной волне ${}^m K_1$ (период 23.93 ч), солнечной главной P_1 (период 24.07 ч), лунной главной O_1 (период 25.82 ч) [17], а так же сигналом, период которого составлял ровно 24 ч. 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 ч. Следует отметить, что в работе [18] для выделения периодических компонент в высокочастотных сейсмических шумах использовалась похожая методика генерации эталонного сигнала.

В период с января 2006 г. по сентябрь 2013 г. проведен анализ наличия суточной вариации в рядах данных высокочастотной геоакустической эмиссии. Использовалась следующая методика. Очищенный 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) [16]. В результате было установлено, что суточная вариация наблюдается в течение всего времени с незначительными перерывами, но при этом регистрируются периоды, когда она наиболее ярко выражена, т.е. амплитуда вариации 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 вариация эмиссии ярко выражена. Амплитуда и фаза суточной вариации определялись сравнением исходного сигнала с эталонной синусоидой с периодом 24 ч [16]. В результате было установлено, что суточная составляющая наиболее ярко наблюдается в летние периоды, когда устанавливается среднесуточная температура не ниже 10 °С, и достаточно резко пропадает в сентябре, при снижении температуры после продолжительных осенних дождей. При этом наблюдается связь именно с температурой воздуха, так как в целом активность геоакустической эмиссии, максимум которой приходится как раз на осенние месяцы [19], после снижения амплитуды суточной составляющей оставалась достаточно высокой.

В результате корреляционного анализа между суточной составляющей геоакустической эмиссии и вариациями температуры воздуха была выявлена тесная связь. Коэффициенты корреляции в зависимости от выбранного временного периода варьировались от 0.85 до 0.97 при уровне значимости 0.05 [20]. На рисунке 6.9а, в видно, что формы суточных вариаций температуры T и акустического давления P_s практически совпадают, при этом наблюдается небольшая задержка эмиссии по времени. Анализ данных, проведенный с учетом измерения температуры воды в августе 2013 г. (рисунок 6.9б), 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 рисунке 6.9).

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. термодформации пород. Такие эффекты при регистрации геоакустических сигналов хорошо известны и наблюдаются, например, при исследовании высокочастотного сейсмического шума [18]. Для подтверждения этого в 2013 г. в 150 м от места установки гидрофона, на берегу озера в укрытой сверху яме с размерами $0.5 \times 0.5 \times 0.5$ м³ на металлической опоре с центральной стойкой, заглубленной в землю на 0.3 м, был установлен инклинометр (наклономер) Leica Nivel 220. 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 (рисунок 6.8б) данных были выявлены суточные и полусуточные составляющие с периодами 24 и 12 ч соответственно.

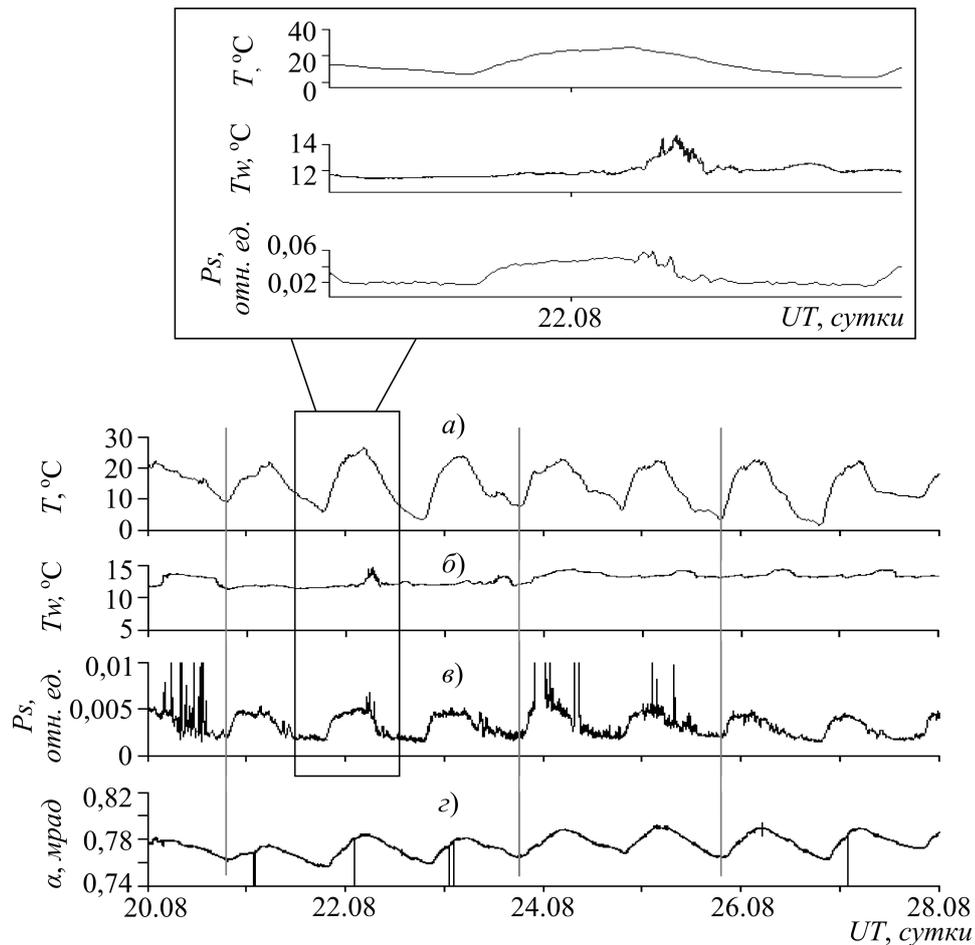


Рисунок 6.9 — Фрагмент регистрации температуры воздуха T (а), температуры воды в озере T_w (б), накопленного на секундном интервале акустического давления P_s в диапазоне частот от 2.0 до 6.5 кГц (в), наклона земной поверхности α (г) в период с 20 по 28 августа 2013 г.

Вертикальными линиями отмечено начало роста суточной температуры воздуха T . Во вкладке сверху показан выделенный в прямоугольник участок

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. Это подтверждает общую термодформационную природу суточных вариаций геоакустической эмиссии и наклонов земной поверхности. Следует отметить, что одинаковое поведение суточных составляющих в двух разнородных геофизических полях (рисунок 6.9в, г) не может быть обусловлено помеховым воздействием электромагнитной природы или плохим качеством электрического питания, так как использовались разные системы регистрации с отдельным стабилизированным питанием. Установлено, что в сравнении с температурой воздуха, задержка по времени суточной составляющей геоакустической эмиссии составила примерно 1 ч, а наклонов

земной поверхности — 2 ч (рисунок 6.9а, в, г). Вероятнее всего это обусловлено особенностями прогрева пород в местах установки датчиков регистрируемых полей.

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 [17], 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 [21]. Такие породы находятся в постоянном пластическом течении, что подтверждается результатами регистрации деформаций на станции “Карымшина”, находящейся на расстоянии 20 км от места регистрации эмиссии [22]. Осадочные породы там имеют такую же толщину слоя [21], а вариации относительной деформации в сутки, измеренные лазерным деформографом-интерферометром, составляют 10^{-7} , а в периоды активизации деформаций и 10^{-6} [23]. 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 [18, 24, 25]. В результате спектрального анализа данных инклинометра за весь 2013 г. были выявлены гармоники, соответствующие периодам главных лунных суточной O_1 и полусуточной M_2 волн (рисунок 6.8в). Они наблюдались с начала апреля до середины мая, когда в месте установки наклономера 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 приливному волнам, выявлено не было.

Таким образом, наиболее вероятной причиной появления этой составляющей эмиссии являются деформации приповерхностных осадочных пород, обусловленные суточными изменениями температуры [26].

6.3 Исследование пред- и постсейсмических аномалий направленности геоакустической эмиссии

При исследовании пространственных эффектов геоакустического излучения рассматриваются величина акустической активности $\Omega(t)$, представляющая собой зависящую от времени частоту следования импульсов в определенном интервале амплитуд, и ее азимутальное распределение $D(\alpha, t)$ [10]. Были зарегистрированы случаи, когда за несколько суток перед землетрясениями резко возрастала величина акустической активности и на диаграмме ее азимутального распределения наблюдались ярко выраженные максимумы [27, 28].

Для анализа изменения направленности геоакустического излучения во время землетрясений из оперативного сейсмического каталога Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Геофизическая служба РАН” были отобраны 4 группы событий, произошедших в период с августа 2008 г. по декабрь 2016 г., с энергетическими классами $9.0 < K_s \leq 10.0$,

$10.0 < K_s \leq 11.0$, $11.0 < K_s \leq 12.0$ и $K_s > 12.0$ и эпицентрными расстояниями $R \leq 120$ км, $R \leq 190$ км, $R \leq 240$ км и $R \leq 350$ км соответственно. Такие расстояния были выбраны с учетом результатов исследований [29, 30]. Землетрясения, произошедшие с 10 февраля по 09 июля 2013 г., исключены из анализа из-за отсутствия геоакустических данных в указанный период. Таким образом, всего было отобрано 339 сейсмических событий. В условиях спокойной погоды (слабоменяющееся давление, отсутствие осадков и ветра больше 6 м/с) в интервале ± 5 суток в окрестности землетрясения рассматривались величина акустической активности и ее азимутальное распределение. Считалось, что в направленности геоакустического излучения наблюдаются аномалии, связанные с сейсмическим событием, когда в вышеуказанном временном интервале частота следования геоакустических импульсов и ее распределение по какому-либо одному или нескольким отдельным направлениям превышают значения соответствующих фоновых уровней в 2.5 и более раз. Фоновые уровни выбраны по результатам предварительного анализа ряда многолетних наблюдений акустической активности. В результате установлено наличие аномалий направленности геоакустического излучения в окрестностях 251 землетрясений из 339 (74%). Аномалии, которые могли быть связаны с несколькими сейсмическими событиями, исключались из дальнейшего рассмотрения из-за сложности определения вклада каждого из событий в исследуемые эффекты. На рисунке 6.10 представлен пример такой аномалии.

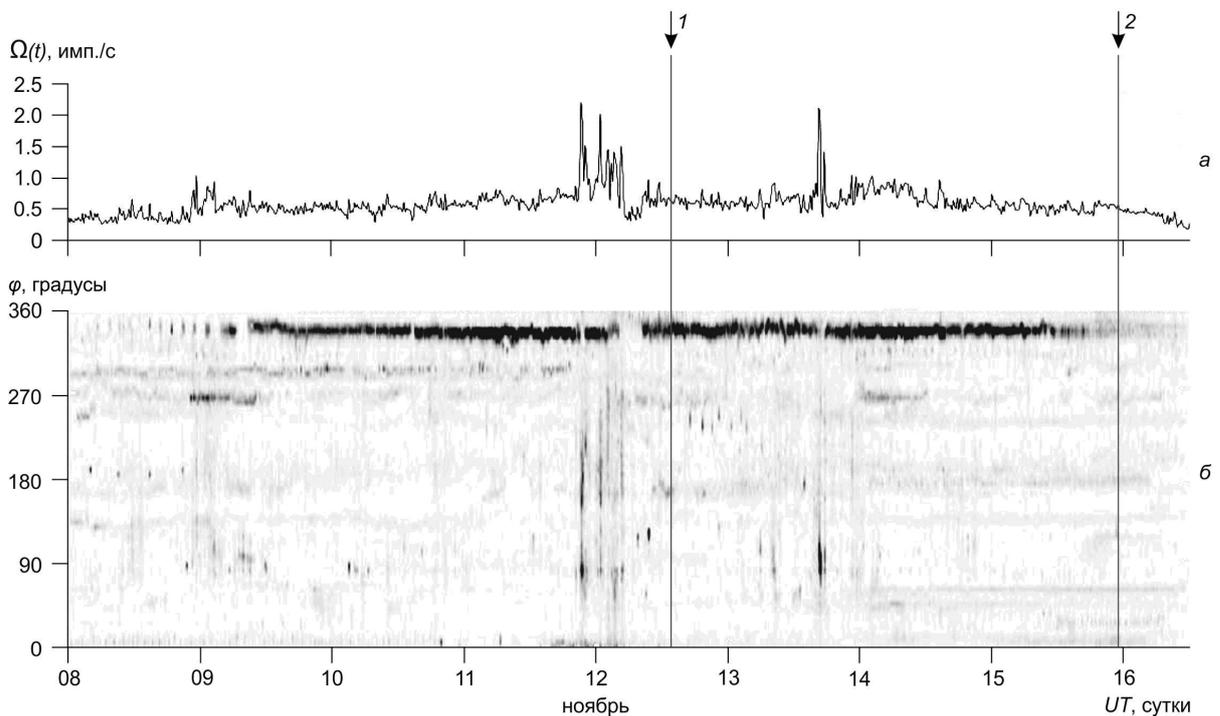


Рисунок 6.10 — Акустическая активность $\Omega(t)$ (а) и ее азимутальное распределение $D(\alpha, t)$ (б), зарегистрированные в окрестности землетрясений 12.11.2015 в 13:54 UT по азимуту 165° с энергетическим классом $K_s=12,3$ и эпицентрным расстоянием $R=183$ км (1) и 15.11.2015 в 23:17 UT по азимуту 131° с $K_s=11.7$ и $R=101$ км (2). φ — азимут. Стрелками с продолжением в линии указаны моменты землетрясений

Таким образом, при анализе учитывались аномалии направленности, наблюдающиеся в окрестности только одного землетрясения. Они были зарегистрированы в 82-х случаях. Установлено, что длительность аномалии варьируется в диапазоне от 10 до 50 ч (рисунок 6.11а), а повышенная активность регистрируется в основном с направлений, соответствующих азимутам 50° , 155° , 225° , 320° (рисунок 6.11б). Аналогичные азимуты были выделены ранее при исследовании направленности геоакустического излучения [28].

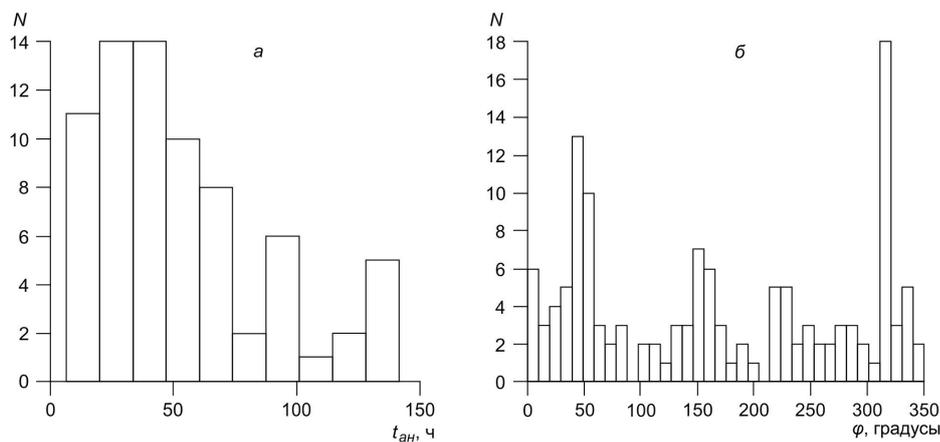


Рисунок 6.11 — Гистограммы длительности $t_{ан}$ (а) и азимуты φ (б) аномалий геоакустического излучения. N — количество аномалий

Анализ продолжительности аномалий направленности геоакустического излучения в окрестности сейсмических событий показал, что они возникают за 10–30 ч перед землетрясением и в большинстве случаев продолжаются в течение 6–20 ч после него. На рисунке 6.12 показаны зависимости длительности аномалий от класса землетрясения (а) и эпицентрального расстояния (б). Коэффициенты корреляции этих величин составляют минус 0.04 и 0.01 при уровнях значимости 0.7 и 0.9 соответственно. Таким образом, связь между исследуемыми параметрами не выявлена.

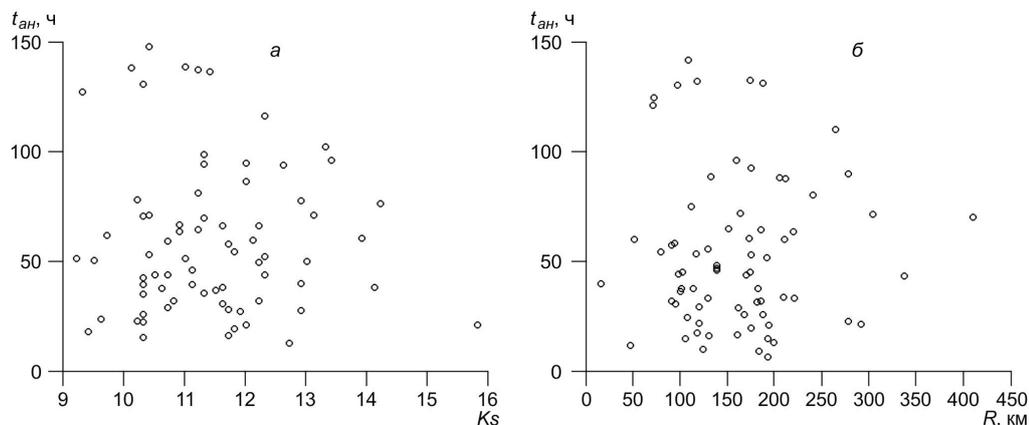


Рисунок 6.12 — Зависимости длительности аномалий $t_{ан}$ от класса землетрясения K_s (а) и эпицентрального расстояния R (б)

В качестве примеров на рисунках 6.13 и 6.14 представлены аномалии направленности геоакустического излучения, связанные с землетрясениями.

На рисунке 6.13 показана аномалия, зарегистрированная за 30 ч перед землетрясением с энергетическим классом $K_s=10.3$, произошедшим 17.12.2012 в 03:10 UT по азимуту 154° на эпицентральной дистанции $R=138$ км (1 на графике), и закончившаяся через 17 ч после него (длительность аномалии составила 47 ч). На графике интегральной активности (рисунок 6.13а) наблюдается резкое увеличение частоты следования геоакустических импульсов (с превышением фонового уровня более чем в 4 раза), которому соответствует активизация направлений в диапазоне $40^\circ-50^\circ$ (рисунок 6.13б).

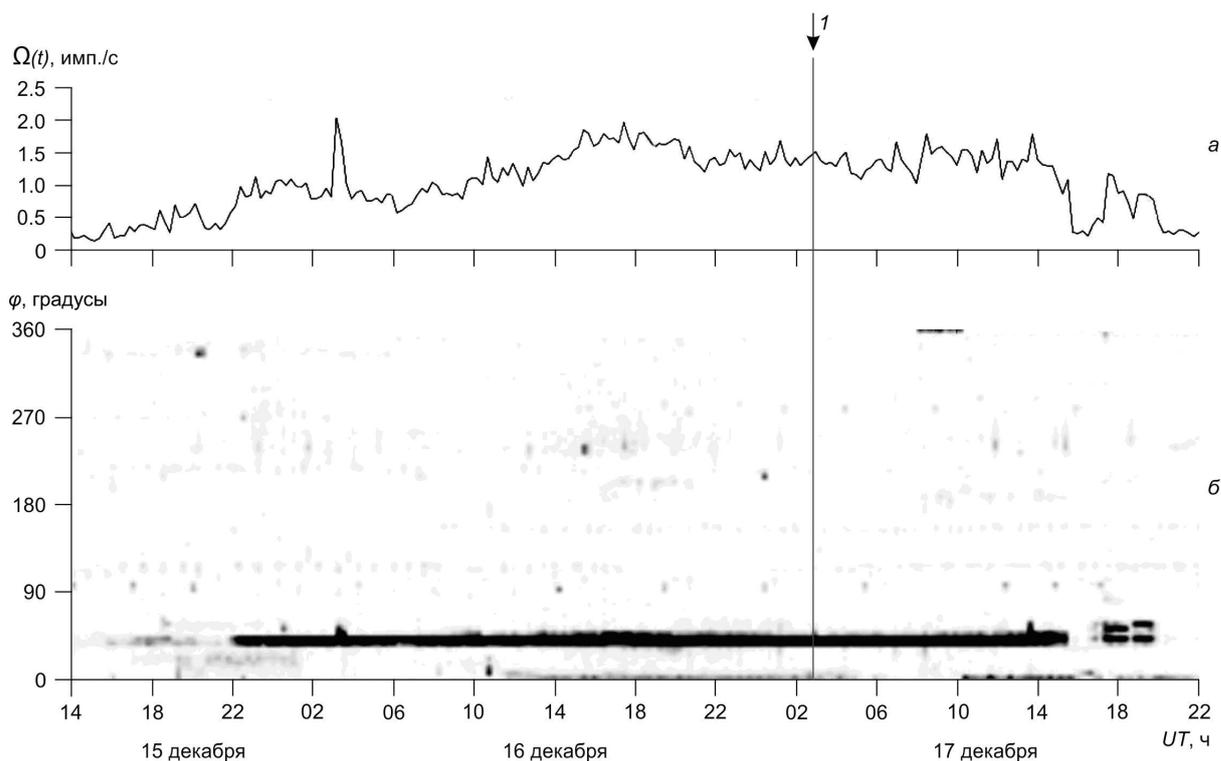


Рисунок 6.13 — Акустическая активность $\Omega(t)$ (а) и ее азимутальное распределение $D(\alpha, t)$ (б) в окрестности землетрясения с энергетическим классом $K_s=10.3$ (1). φ — азимут. Стрелкой с продолжением в линию указан момент землетрясения

На рисунке 6.14 представлены аномалии направленности геоакустического излучения, связанные с землетрясением с энергетическим классом $K_s=15.7$, произошедшим 30.01.2016 в 03:25 UT по азимуту 29° на эпицентральной дистанции $R=109$ км (1 на графике), и его наиболее сильными афтершоками, зарегистрированными 30.01.2016 по азимуту 33° в 03:42 UT с $K_s=11.6$ и $R=101$ км (2 на графике) и в 06:53 UT с $K_s=10.5$ и $R=117$ км (3 на графике). Аномалия по диапазону направлений $330^\circ-350^\circ$ (рисунок 6.14б), при которой наблюдалось превышение фонового уровня акустической активности в 6 раз (рисунок 6.14а), началась за 15 ч до землетрясения с $K_s=15.7$ и закончилась примерно за 30 минут до него. Практически одновременно с ней по азимуту 280° (рисунок 6.14б) зарегистрировано несколько меньшее повышение

активности, которое продолжалось и после землетрясения и вероятнее всего связано с наличием афтершоков.

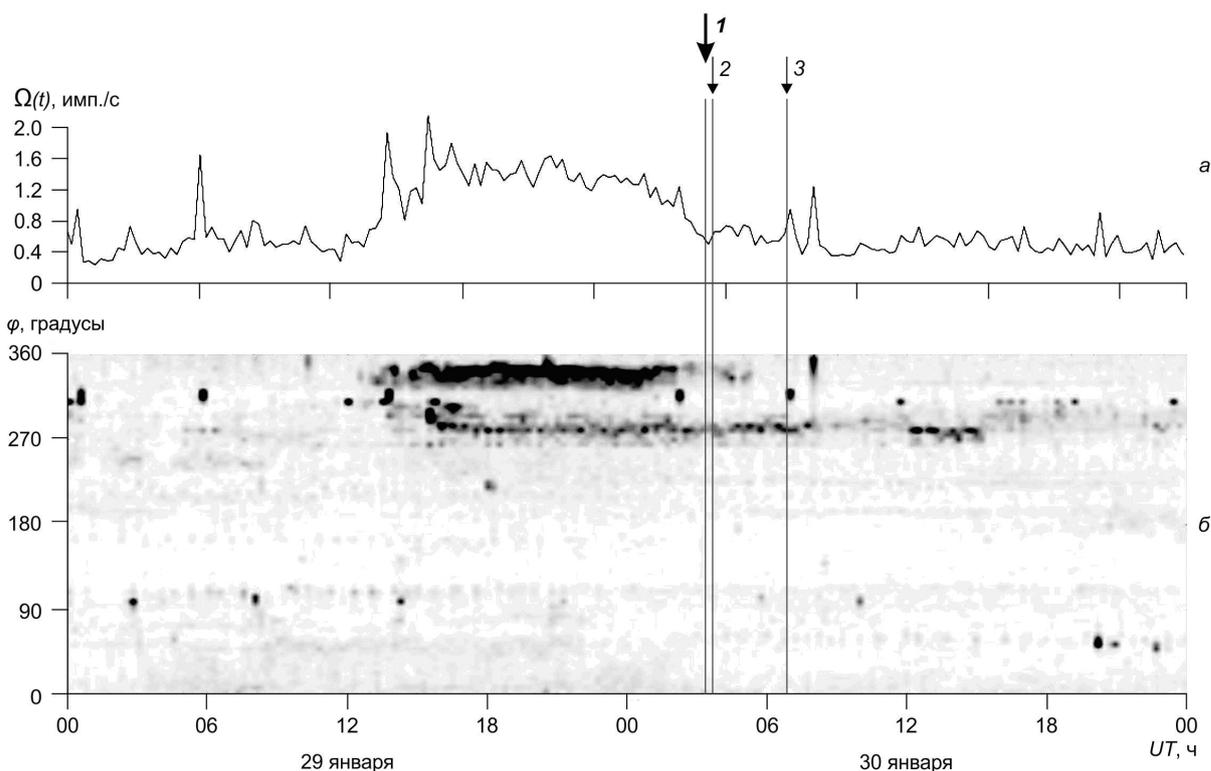


Рисунок 6.14 — Акустическая активность $\Omega(t)$ (а) и ее азимутальное распределение $D(\alpha, t)$ (б) в окрестности землетрясения с $K_s=15.7$ (1) и его афтершоков (2 и 3). φ — азимут. Стрелками с продолжением в линии указаны моменты землетрясений

Таким образом, в результате проведенного анализа установлено, что в направленности геоакустического излучения наблюдаются аномалии, связанные с землетрясениями. Они выражаются в довольно резком увеличении частоты следования геоакустических импульсов по отдельным направлениям. Такие эффекты возникают за 10–30 ч перед землетрясением и в большинстве случаев продолжают в течение 6–20 ч после него [31].

6.4 Системный анализ сигналов акустической эмиссии

6.4.1 Модель импульса геоакустической эмиссии на базе разреженной аппроксимации

Разреженная аппроксимация в избыточных словарях предполагает построение линейной модели, содержащее небольшое количество элементов, выбранных из семейства функций, образующих так называемый избыточный словарь.

В самом общем случае математическое описание импульса геоакустической эмиссии (ГАЭ) $s(t)$ представляет собой сумму шума $\varepsilon(t)$ и некоторой функции $f(t)$, аналитическое выражение которой неизвестно,

$$s(t) = f(t) + \varepsilon(t),$$

$$\|\varepsilon(t)\| \ll \|f(t)\|.$$

Функция $f(t)$, описывающая “чистый” сигнал, принадлежит линейному нормированному пространству $L^2(R)$. Из-за сложности внутренней структуры импульсов ГАЭ функция $f(t)$ трудно представима в аналитическом виде, однако ее можно аппроксимировать рядом функций из пространства $L^2(R)$

$$f(t) \approx \sum_{i=0}^{N-1} a_n g_n(t). \quad (6.1)$$

Для того чтобы аппроксимация (6.1) была разреженной, необходимо выполнение еще одного условия

$$\|a\|_0 \rightarrow \min$$

или

$$N \rightarrow \min.$$

Пусть имеется запись импульса ГАЭ $s(t)$ на промежутке времени $[t_1, t_L]$ и словарь D функций, удовлетворяющих условиям:

1. частотно-временные атомы словаря $g(t)$ принадлежат линейному нормированному пространству $L^2(R)$, норма определяется как

$$\|g\| = \sqrt{\langle g, g \rangle} = \sqrt{\int_{-\infty}^{\infty} g(t)^2 dt}$$

для случая непрерывного времени и

$$\|g\| = \sqrt{\langle g, g \rangle} = \sqrt{\sum_{i=1}^{L_g} g_i^2} \quad 1 \leq i \leq L_g$$

для случая дискретного времени;

2. система функций D избыточна: мощность словаря M превышает длину сигнала L ;

3. атомы $g(t)$ представляют собой сдвинутые по времени, модулированные импульсы Габора и Берлаге

$$g(t) = u(t - \tau) \cdot \sin(2\pi \hat{f}t),$$

где τ — сдвиг по времени; $\hat{f} < 0,5 \cdot fs$ — заполняющая частота, не выходящая за границы полосы регистрации сигнала $s(t)$; $u(t)$ — огибающая импульса, представляет собой либо функцию Гаусса

$$u_G(t) = A \cdot \exp(-Bt^2),$$

либо функцию Берлаге

$$u_B(t) = A \cdot t^n \cdot \exp(-Bt).$$

Каждый атом однозначно определяется сдвигом τ и набором параметров \bar{p} : частотой \hat{f} ; параметрами, влияющими на форму огибающей импульса $u(t)$: тип функции, n , B ; т.е. существует однозначное отображение

$$\Phi : \bar{p} \rightarrow g(t);$$

4. атомы нормированы

$$\|g(t)\| = 1.$$

Тогда для “чистого” сигнала $f(t)$ можно построить разреженное представление по словарю D

$$\begin{cases} f(t) = \sum_{n=0}^{N-1} a_n g_n(t) + R_N, \\ \|R_N\| \rightarrow \min, \\ N \rightarrow \min \end{cases}$$

и сигнал $s(t)$ представляется в виде

$$\begin{cases} s(t) = \left(\sum_{n=0}^{N-1} a_n g_n(t) + R_N \right) + \varepsilon(t), \\ \|R_N\| \rightarrow \min, \\ N \rightarrow \min \end{cases} \quad (6.2)$$

где a — вектор коэффициентов разложения; $g_n(t) \in D$ — выбранные из словаря D частотно-временные атомы; R_N — ошибка аппроксимации; N — число ненулевых элементов разложения, $N \ll M$.

Следует отметить, что в разложение (6.2) могут входить атомы, аппроксимирующие побочные компоненты сигнала, такие как паразитная импульсная наводка, помехи и др., поэтому (6.2) можно представить следующим образом

$$\begin{cases} s(t) = \sum_{i=0}^{H_1-1} \alpha_i g_i(t) + \sum_{j=0}^{N_2-1} \beta_j g_j(t) + \hat{R}_N, & \hat{R}_N \subset \varepsilon(t), \\ N_1 + N_2 \rightarrow \min \end{cases} \quad (6.3)$$

при этом

$$\left\| \sum_{j=0}^{N_2-1} \beta_j g_j(t) \right\| < \left\| \sum_{i=0}^{N_1-1} \alpha_i g_i(t) \right\|,$$

$$\left\| \hat{R}_N \right\| \ll \left\| \sum_{i=0}^{N_1-1} \alpha_i g_i(t) \right\|$$

таким образом, импульс ГАЭ приближенно можно представить в виде [32]

$$\begin{cases} f(t) \approx \sum_{i=0}^{N_1-1} \alpha_i g_i(t), \\ N_1 \rightarrow \min \end{cases} \quad (6.4)$$

здесь $g_i(t)$ — атомы, аппроксимирующие импульс, $g_j(t)$ — атомы, аппроксимирующие паразитную составляющую импульса. Величина N_1 — характеризует сложность структуры импульса, N_2 — зашумленность импульса. Ошибка \hat{R}_N определяет степень соответствия разложения реальному сигналу $s(t)$.

Каждый элемент разложения характеризуется набором параметров $\bar{p} = (\hat{f}, \dots)$, совокупность которых образует признаковое описание модели (6.4)

$$\begin{cases} s(t) \approx \sum_{i=0}^{N_1-1} \alpha_i \Phi[\bar{p}_i], \\ N_1 \rightarrow \min \end{cases} \quad (6.5)$$

при этом каждый отдельный параметр признакового описания (например, частота) подчиняется некоторому закону распределения, характерному для импульсов ГАЭ [32]

$$F_{p_k}(x) = P(p_k \leq x).$$

Модель импульса ГАЭ (6.4) — (6.5) раскрывает внутреннюю структуру импульса, отражает локальные особенности и сокращает размерность сигнала: вместо хранения дискретного представления $s(t)$, можно хранить коэффициенты разложения и параметры для восстановления участвующих в разложении атомов словаря.

6.4.2 Методы анализа модели

В рамках данной работы разработан подход к статистическому анализу результатов разложения и, как следствие, метод классификации импульсов. Показано, что распределение параметров атомов представляет собой смесь распределений, что является признаком наличия нескольких классов в исследуемой выборке импульсов. В основу алгоритма классификации импульсов ГАЭ положено символьное представление элементов признакового пространства. Символьная аппроксимация предполагает замену исходного сигнала последовательностью символов, каждый из которых соответствует локальному поведению сигнала. Причем символьное представление может задаваться различным образом и соответствовать различным локальным моделям. В нашем случае локальная модель описывается заполняющей частотой атома. Таким образом, последовательность символов описывает динамику частотно-временной структуры сигналов, задавая тем самым отдельный класс импульсов.

Для классификации импульсов ГАЭ по их разреженному представлению авторами был применен модифицированный вариант метода символьной аппроксимации (Symbolic Aggregate

ApproXimation, SAX), предложенного Keogh E. с коллегами в [33]. В качестве признакового описания была выбрана несущая частота атомов.

Классический вариант символьной аппроксимации применяется к сигналам во временной области. Предварительно выбираются размер символьного словаря (алфавита) и длина последовательности (слова) m . На первом этапе исследуемый сигнал $s(t)$ длиной L отсчетов нормируется и центрируется, затем разбивается на m равных непересекающихся участков, каждый из которых усредняется, и сигнал преобразуется в кусочно-постоянное представление (Piecewise Aggregate Approximation, PAA).

$$s(t) \rightarrow PAA = \bar{c}_1, \bar{c}_2, \dots, \bar{c}_m$$

$$\bar{c}_i = \frac{L}{m} \sum_{j=\frac{L}{m}(i-1)+1}^{\frac{L}{m}i} s_j.$$

Далее каждый участок в зависимости от среднего значения “кодируется” определенным символом, формируется символьное представление сигнала.

$$PAA = \bar{c}_1, \bar{c}_2, \dots, \bar{c}_m \rightarrow SAX = c_1, c_2, \dots, c_m$$

$$c_i = \alpha_j, \quad \text{if } \beta_{j-1} \leq \bar{c}_i < \beta_j.$$

Уровни β_j подбираются таким образом, чтобы попадание среднего значения сигнала в области, соответствующие разным символам алфавита, было равновероятно. Одним из допущений использования алгоритма символьной аппроксимации является предположение о том, что значения амплитуды исследуемого сигнала подчиняются нормальному закону распределения, и как следствие, уровни рассчитываются из условия равенства площадей, ограниченных уровнями, под кривой нормального распределения.

Применение метода к разреженному представлению импульсов в частотной области требует внесения ряда изменений. Во-первых, распределение частот исследуемых сигналов не является нормальным, следовательно, значения уровней, применяемые для классической символьной аппроксимации, не подходят.

Для оценки кривой плотности вероятности распределения частот адаптивным согласованным преследованием было получено разреженное представление для 2000 характерных одиночных импульсов ГАЭ по комбинированному словарю, состоящему из функций Гаусса и Берлаге. На рисунке 6.15а изображены гистограмма распределения всех частот, включенных в разложения, и оценка плотности вероятности на отрезке от 0 до 24 кГц методом ядерного сглаживания. По графику кривой видно, что распределение частот полимодальное, пик на 8.8 кГц.

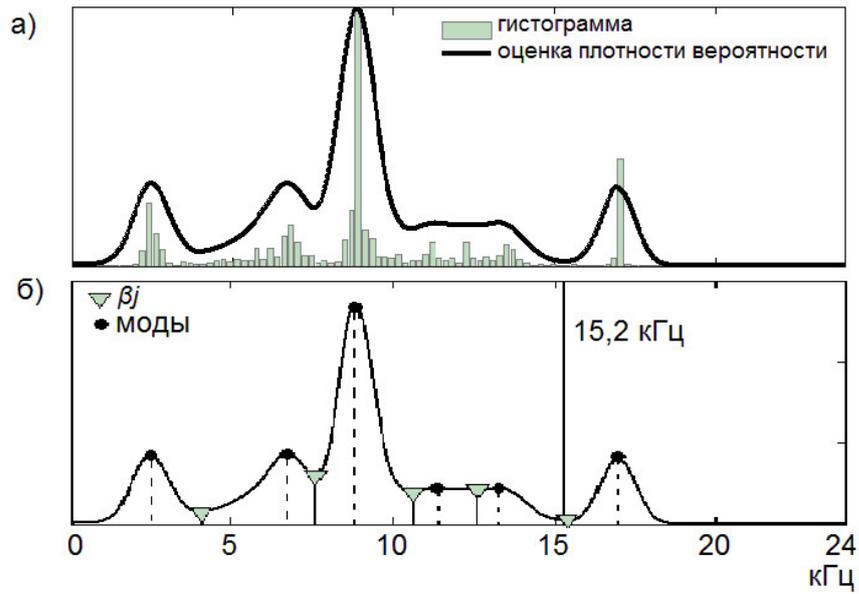


Рисунок 6.15 — Гистограмма распределения частот в разложениях и оценка кривой плотности вероятности (а); расположение мод и уровней β (б)

Как и в классическом варианте, уровни можно рассчитать из условия равенства площадей под кривой распределения, но такой подход оказался неэффективен: сильная островежность пика приводит к большой плотности (скупенности) уровней, что отрицательно отражается на анализе сигналов. Поэтому было решено выбрать значения уровней β таким образом, чтобы разграничить моды распределения (рисунок 6.15б). Оценки значений уровней β для алфавитов различного объема представлены в таблице 6.1.

Таблица 6.1 — Значения уровней β (Гц)

β	Объем алфавита		
	3	4	5
β_1	7551	4020	4020
β_2	10554	7551	7551
β_3	—	10554	10554
β_4	—	—	15353

Во-вторых, нет необходимости преобразования сигнала к кусочно-усредненному представлению РАА, так как каждый атом в частотной области определяется одним значением — своей частотой. Для сохранения хронологии следования символов, перед “кодированием” необходимо расположить частоты атомов в порядке их появления в сигнале. Видоизмененный вариант SAX можно описать следующим образом:

1. Преобразование сигнала с помощью алгоритмов разреженной аппроксимации

$$s(t) \rightarrow MP = \sum_{i=0}^{N_1-1} \alpha_i \Phi \left[\hat{f}_i, \bar{p}_i \right],$$

2. Переход к символьному представлению

$$MP = \sum_{i=0}^{N_1-1} \alpha_i \Phi \left[\hat{f}_i, \bar{p}_i \right] \rightarrow SAX = c_1, c_2, \dots, c_{N_1}$$

$$c_i = \lambda_j, \quad \text{if } \beta_{j-1} \leq \hat{f}_i < \beta_j,$$

где \hat{f}_i — частота атома, \bar{p}_i — параметры атома, отвечающие за форму огибающей, β_j — значения уровней из таблицы 6.1.

На рисунке 6.16 изображен процесс применения модифицированного алгоритма символьной аппроксимации к импульсу ГАЭ.

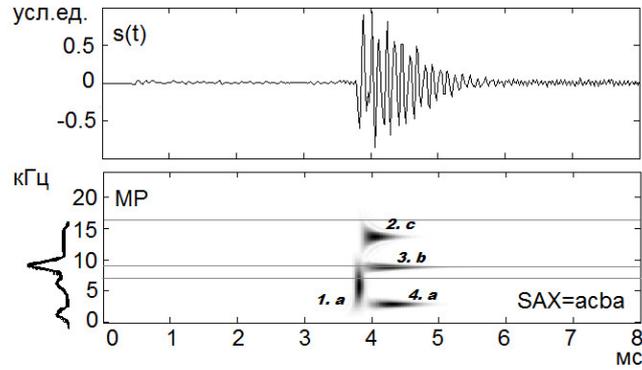


Рисунок 6.16 — Пример применения символьной аппроксимации к импульсу геоакустической эмиссии

Символьное представление импульсов позволяет проводить иерархическую кластеризацию импульсов. Расстояния между символьными представлениями вычисляются по формуле

$$\rho(SAX^1, SAX^2) = \sqrt{\sum_{i=1}^{N_1} \rho(c_i^1, c_i^2)^2},$$

$$\rho(\lambda_i, \lambda_j) = \begin{cases} 0, & \|i - j\| \leq 1, \\ \beta_{\max(i,j)-1} - \beta_{\min(i,j)} & . \end{cases}$$

На рисунке 6.17 изображены иерархии, построенные по временной форме сигнала и по символьному представлению в частотной области. Построенная иерархия отражает сходство импульсов различных классов по частотному составу атомов.

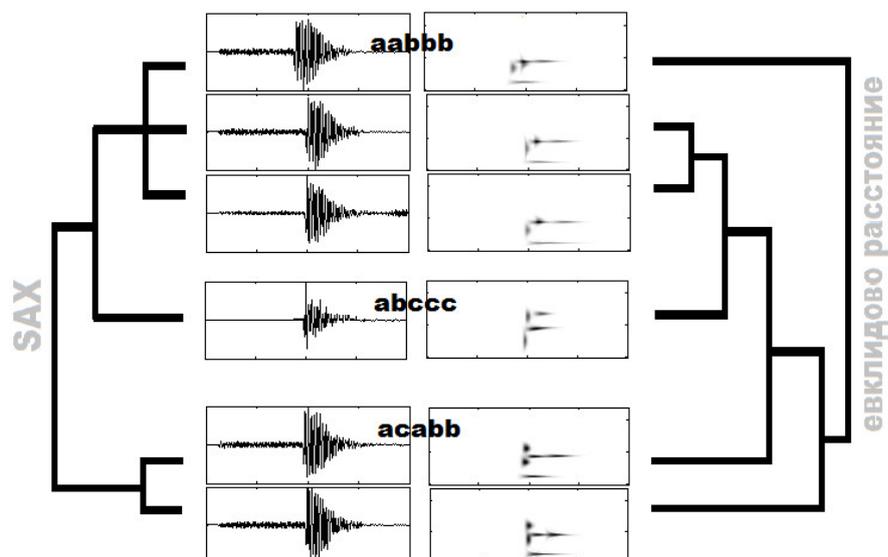


Рисунок 6.17 — Иерархия кластеров импульсов геоакустической эмиссии

Таким образом, предложенный подход к моделированию и классификации импульсов геоакустической эмиссии обладает существенной универсальностью в части возможности исследования различных сигналов импульсной природы в задачах контроля природных и техногенных сред. Кластеризация, равно как и индексирование временного ряда на базе символического представления, позволит осуществлять целенаправленный поиск импульсов с наперед заданным поведением и структурой, что, в свою очередь, позволит включить данный метод в системы поиска типовых и аномальных форм поведения сигналов геоакустической эмиссии.

6.4.3 Адаптивное согласованное преследование (алгоритм AMP)

Для повышения качества аппроксимации геоакустического сигнала при фиксированном размере словаря к классическому алгоритму согласованного преследования (Matching Pursuit, MP) была добавлена итерационная процедура уточнения, заключающаяся в применении численного метода типа покоординатного спуска для поиска атома, обладающего наибольшим значением скалярного произведения c_{max} с сигналом (далее, “лучшего”). Алгоритм получил название адаптивного согласованного преследования (Adaptive Matching Pursuit, AMP) и состоит из следующих основных этапов [32]:

1. определение скалярного произведения каждого атома и всех его сдвигов с сигналом, запоминание параметров “лучшего” атома, \bar{p}_0 , и значения скалярного произведения c_{max}^0 ;
2. выбор вектора $\bar{\lambda}$, содержащего длины шагов для каждого из параметров вектора \bar{p} (в качестве шага λ_i для параметра p_i рекомендуется выбирать половину шага дискретизации значений параметра);
3. $k = 1$;

4. вычисление скалярных произведений каждого атома, получаемого комбинацией параметров из векторов $\bar{p}^{k-1} - \bar{\lambda}$, \bar{p}^{k-1} , $\bar{p}^{k-1} + \bar{\lambda}$ и всех его сдвигов с сигналом, определение “лучшего” атома, запоминание его параметров \bar{p}_k и значения скалярного произведения c_{max}^k ;
5. если $\bar{p}^k = \bar{p}^{k-1}$, то дробление шага $\bar{\lambda} = 0.5 \cdot \bar{\lambda}$;
6. если требуемая точность не достигнута $|c_{max}^k - c_{max}^{k-1}| \geq \varepsilon$ то $k = k + 1$ и переход к шагу 4, иначе СТОП.

Помимо процедуры уточнения к алгоритму было добавлено правило останова, позволяющее снизить временные затраты на эксперимент: вместо вычисления максимального числа повторений для каждого исследуемого сигнала алгоритм “сам решает”, когда остановить работу, и пространственные затраты: вместо хранения фиксированного числа атомов для каждого разложения сохраняются лишь значимые; а также улучшить адаптивное свойство алгоритма: количество включенных в разложение атомов напрямую зависит от сложности структуры исследуемого сигнала.

$$ERR_N \leq level\%, \quad ERR_N = \frac{\|R_N\|}{\|Signal\|} \cdot 100\%.$$

Опытным путем был подобран уровень ошибки 5-10%, при котором достигается требуемая точность аппроксимаций для геоакустических сигналов, содержащих один импульс.

По сравнению с классическим алгоритмом разработанный алгоритм лучше адаптируется под локальные особенности геоакустических сигналов и в большей степени устойчив к наличию шумов. На рисунке 6.18 изображены графики зависимостей локализации компонент модели на частотно-временной плоскости от соотношения сигнал-шум (SNR).

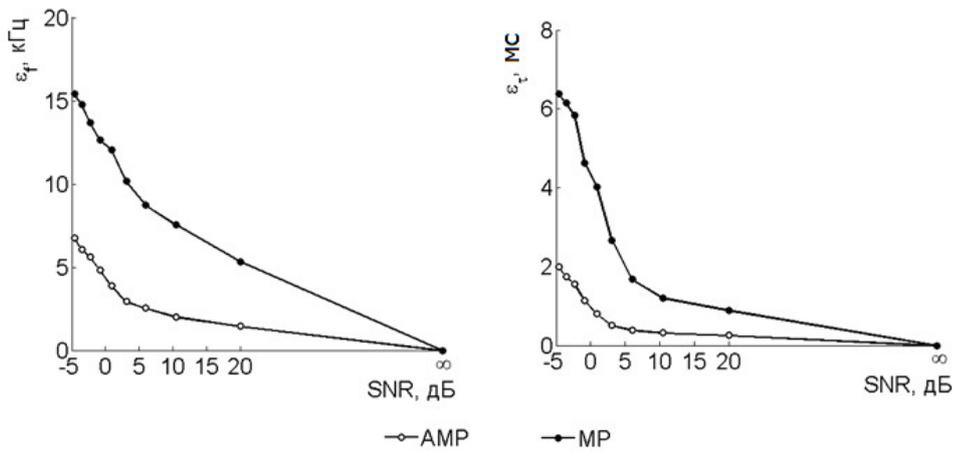


Рисунок 6.18 — Ошибки локализации по частоте и по времени для различных значений SNR

6.4.4 Параллельная реализация алгоритма АМР

Предложенный алгоритм АМР показал свою эффективность при моделировании реальных геоакустических сигналов [32]. Однако высокая временная стоимость алгоритма и огромный объем данных, непрерывно поступающий из пунктов регистрации, не позволяют проводить обработку и моделирование сигналов в реальном времени.

Система регистрации записывает геоакустические сигналы с частотой 48 кГц в режиме реального времени и сохраняет их в 15-минутные WAVE-файлы. Для анализа аномалий одного файла необходимо привлечение большого объема вычислительных ресурсов. На первом этапе исследователь должен выделить участки сигнала, содержащие импульсы, что осложняется краткой длительностью и сильной зашумленностью импульсов ГАЭ. Далее каждый выделенный участок анализируется при помощи алгоритма АМР.

Для автоматизации и ускорения процесса анализа была разработана автоматизированная система обработки сигналов ГАЭ, состоящая из двух частей:

1. выделение импульсов и исключение неинформативных участков сигнала;
2. параллельная реализация алгоритма АМР.

Для автоматического обнаружения импульсов ГАЭ в сигнале было решено применить пороговый метод. Суть метода заключается в том, что регистрация импульса производится по превышению сигналом некоторого заданного порогового значения.

Чаще всего порог обнаружения является постоянной величиной и определяется эмпирически. Однако в этом случае высок риск потери информативных данных: импульсы, находящиеся ниже заданного порога, не будут зарегистрированы. Если же понизить пороговые значения, то при сильной зашумленности сигнала возможно выделение большого количества неинформативных данных.

Эффективным решением данной проблемы является использование адаптивного порога, автоматически настраиваемого под текущий уровень шума в сигнале.

В качестве параметра обнаружения импульсов используется среднееквадратическое отклонение (СКО), расчет которого ведется в непересекающихся окнах фиксированной длины.

$$sth_k = A \cdot \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=(k-1) \cdot n}^{k \cdot n - 1} (x_i - \mu_k)^2},$$

где sth_k — пороговое значение на участке сигнала от $k \cdot n$ до $k \cdot n + n - 1$, x_i — дискретное значение сигнала на i -ом отсчете, μ_k — среднее значение сигнала в окне от $k \cdot (n - 1)$ до $k \cdot n - 1$, n — длина окна, A — экспериментально определяемый параметр.

Эксперименты показали, что использование адаптивной пороговой функции позволяет обнаруживать одиночные импульсы в сигналах с различной степенью зашумленности. Однако в случае высокой частоты следования импульсов на участке сигнала пороговые значения могут резко возрастать, что приводит к потере информативных данных (рисунок 6.19а).

В связи с этим предлагается не включать в процесс вычисления пороговой функции участки сигнала, содержащие импульсы (рисунок 6.19б).

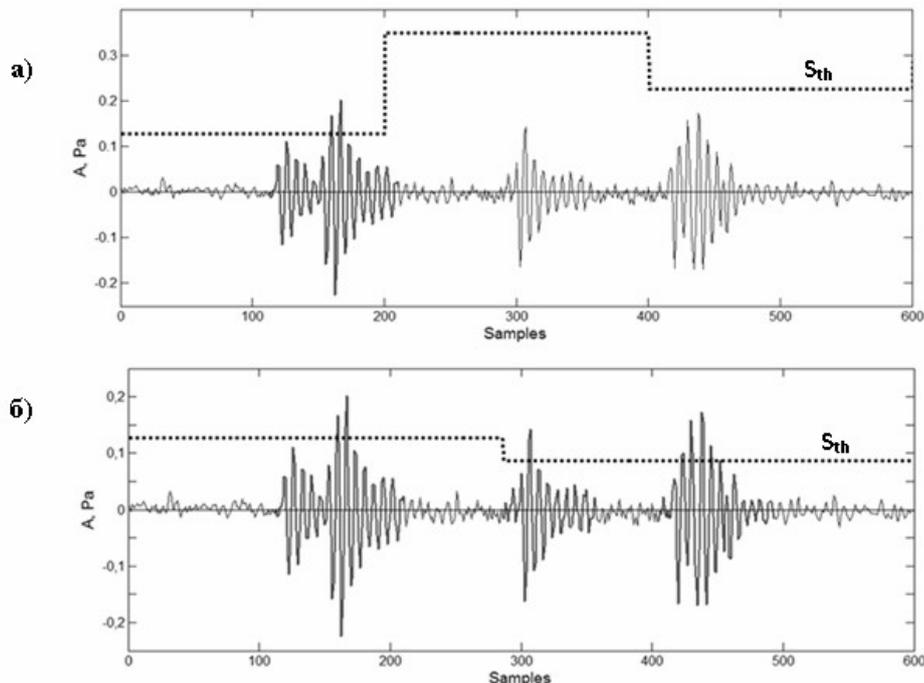


Рисунок 6.19 — Использование адаптивного порога для выделения импульсов в сигнале

На следующем этапе система проводит анализ каждого выделенного импульса с использованием алгоритма AMP. Наиболее практичным и экономически выгодным способом наращивания вычислительной мощности является организация параллельных вычислений.

На вход алгоритма AMP подается исходный сигнал длиной L отсчетов и базисный словарь, состоящий из M функций длиной L_g отсчетов. Для определения “лучшего” атома словаря между *Signal* и каждой строкой *Dictionary* вычисляется ковариация и записывается в матрицу C размерности $M \times (L + L_g - 1)$, где

$$c_{i,j} = \sum_{k=\max(1,j+1-L_g)}^{\min(j,1)} Dictionary_{i,k} \cdot Signal_{L_g-j+k}$$

Найденный атом уточняется k раз, после чего сохраняется в выходной файл. Схема процедуры уточнения представлена на рисунке 6.20.

Самой затратной процедурой алгоритма AMP является нахождение ковариаций сигнала с атомами словаря: время вычисления матрицы ковариаций составляет более 90% от времени выполнения всего алгоритма.

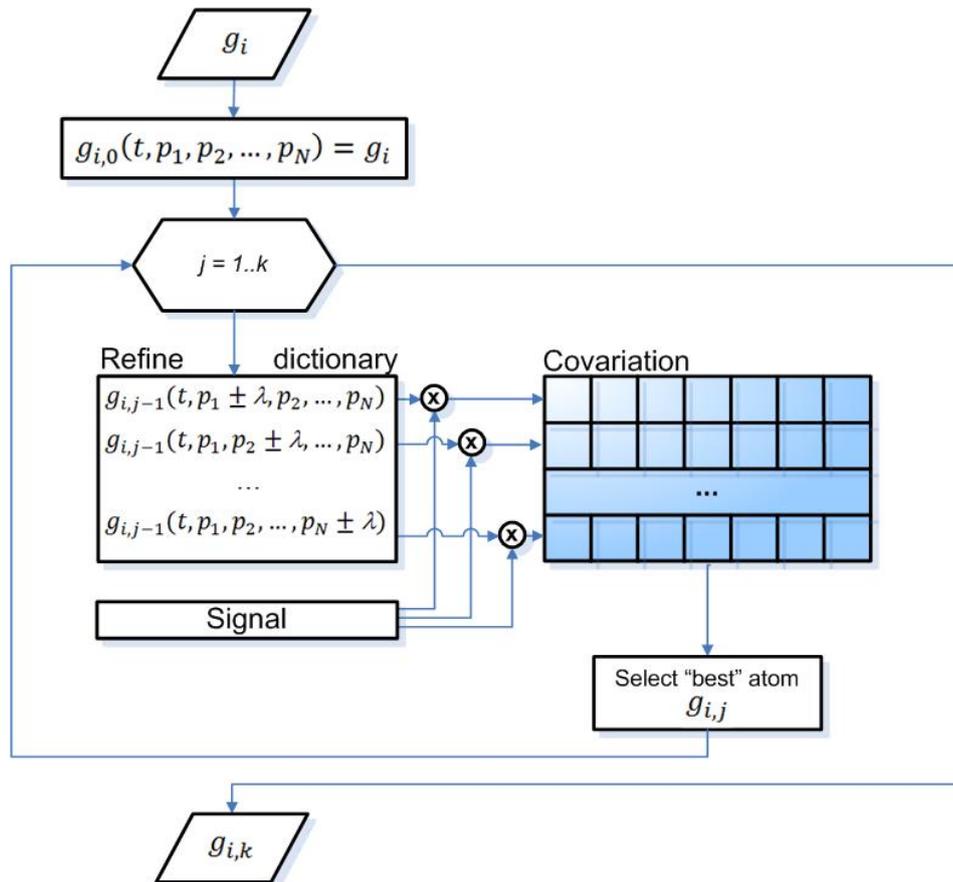


Рисунок 6.20 — Алгоритм процедуры уточнения атома

Выполнение однотипной обработки большого объема информации позволяет применить к данному участку алгоритма параллелизм по данным, что сводит разбиение алгоритма на подзадачи к простому разделению данных. Каждая подзадача вычисляет один элемент матрицы ковариаций в зависимости от входных параметров i и j .

Предложенная декомпозиция алгоритма подходит для эффективного исполнения в стиле архитектуры SIMD (Single Instruction stream / Multiple Data stream), позволяющей выполнять одну арифметическую операцию сразу над многими данными.

Одной из наиболее популярных технологий, основанной на концепции SIMD, является программно-аппаратная платформа CUDA, используемая для организации параллельных вычислений на графических процессорах (GPU).

Основная часть алгоритма выполняется на центральном процессоре (CPU), но затратный процесс вычисления матрицы ковариаций отправляется на видеокарту (GPU) (рисунок 6.21).

Сигнал и словарь атомов копируются в глобальную память GPU (global memory). Далее на исполнение запускается сетка, состоящая из n_b блоков (blocks) по n_t нитей (threads) каждый. Одна нить вычисляет один элемент матрицы ковариаций и помещает его в разделяемую память блока (shared memory). После выполнения всех нитей блока разделяемая память

содержит массив значений, который копируется в результирующую матрицу C , находящуюся в глобальной памяти. Таким образом, каждый блок заполняет матрицу C n_t элементами.

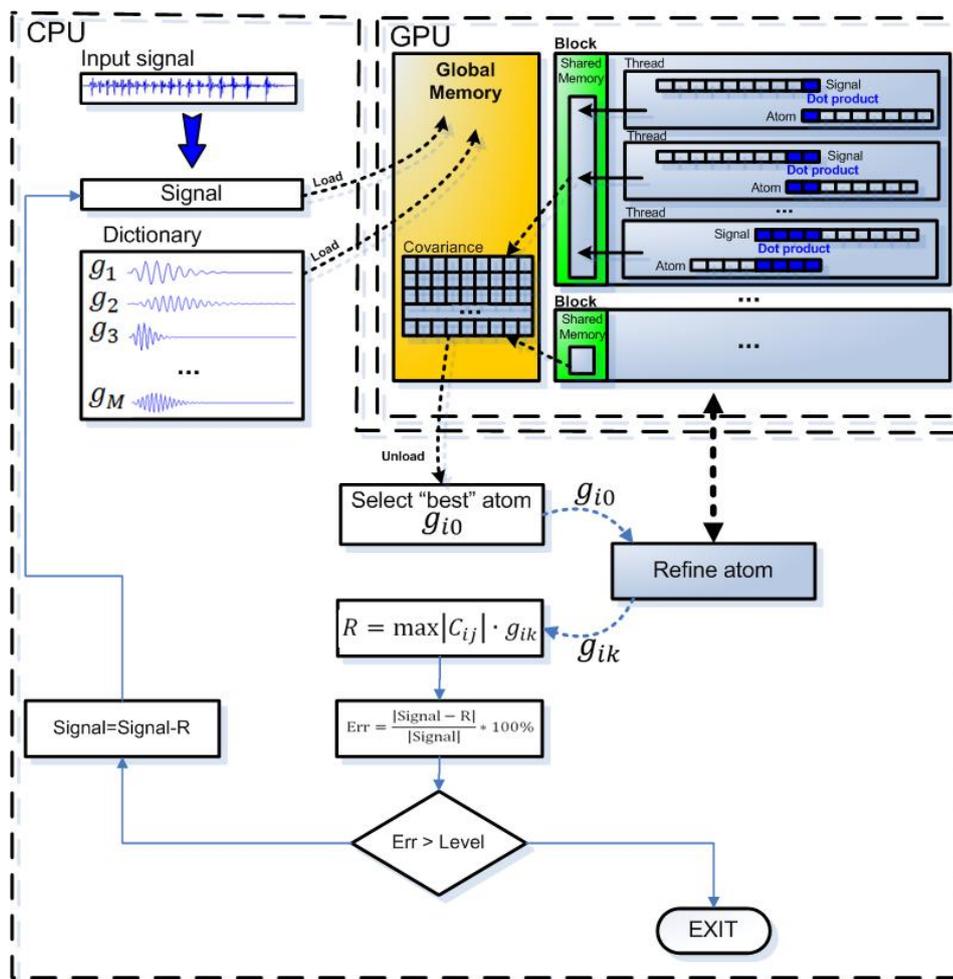


Рисунок 6.21 — Параллельная реализация алгоритма АМР

По завершении работы всех блоков полученная матрица ковариаций выгружается в память CPU, и исполнение алгоритма снова переходит на центральный процессор. Алгоритм уточнения атомов также использует ресурсы GPU для вычисления матриц ковариаций.

Проверка работоспособности системы проводилась на реальных геоакустических сигналах с частотой 48 КГц. Были произведены замеры времени выполнения последовательной и параллельной реализации АМР для участков сигналов различной длины (рисунок 6.22). Использование параллельной версии адаптивного согласованного преследования позволило сократить временные затраты в среднем в 8 раз.

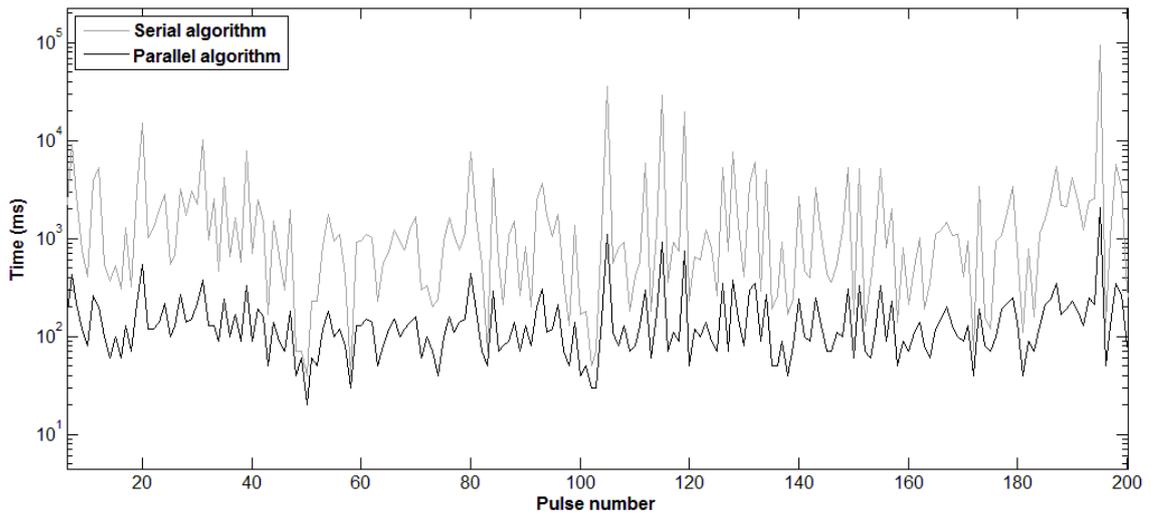


Рисунок 6.22 — Время выполнения последовательной и параллельной реализации алгоритма AMP

6.5 Совместное возмущение геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора — атмосфера

Граница между литосферой и атмосферой характеризуется сильными изменениями свойств контактирующих сред, большими потоками массы и энергии, широким перечнем одновременно существующих разнородных полей, их взаимодействием и преобразованием [34, 35]. Составной частью взаимодействия твердой и газообразной геосферных оболочек является воздействие литосферы на атмосферу. Оно проявляется, в частности, в аномальных изменениях геофизических полей в приземной атмосфере в результате геодинамических процессов в земной коре. Наиболее интенсивно это воздействие происходит в сейсмоактивных регионах на заключительной стадии подготовки землетрясений [36] - [38] и др. Исследование литосферно-атмосферного воздействия при сейсмическом процессе следует отнести к интенсивно развивающемуся новому разделу науки “Приповерхностная геофизика”, предметом изучения которого являются межгеосферные взаимодействия на границе земная кора — атмосфера [35, 39].

Среди приповерхностных полей заслуживает внимания рассмотрение совместного поведения перед землетрясениями геоакустического, эманационного и атмосферного электрического поля. К настоящему времени многими исследователями обнаружены предсейсмические возмущения этих трех разных по природе и в разных средах полей, однако их одновременная регистрация не проводилась. Анализ возмущений различных полей улучшает надежность выделения предвестников землетрясений и может служить основанием при изучении процесса их подготовки [40, 41].

На рисунке 6.23 представлена схема образования совместных предсейсмических возмущений рассматриваемых полей при наличии в пункте наблюдений приповерхностных осадочных пород и их растяжении. Она составлена авторами на основании имеющихся в мировой

литературе результатов теоретических исследований и натуральных наблюдений. Эти возмущения, как и предвестники в других полях, порождаются изменением поля напряжений в зоне подготовки землетрясения. Они возникают в результате преобразования: напряжение — деформация растяжения приповерхностных осадочных пород в пункте наблюдений, имеют свои особенности генезиса, но общую деформационную природу. Одновременные возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля у поверхности земли при растяжении таких пород обнаружены в работе [42].

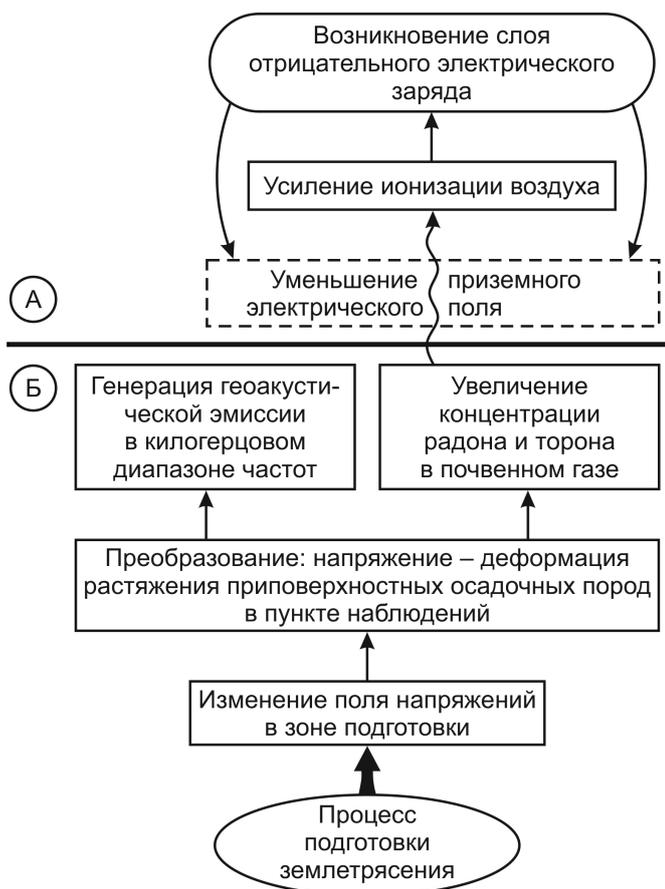


Рисунок 6.23 — Схема образования совместных предсейсмических возмущений геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора — атмосфера. А — приземный воздух, Б — приповерхностные осадочные породы

Растяжение осадочных пород, имеющих полидисперсную флюидонасыщенную пористую структуру малой прочности, сопровождается относительными микросмещениями фрагментов, их переупаковкой и, как следствие, генерацией акустических сигналов. Одновременно, в результате раскрытия находящихся в соприкосновении поверхностей контактов и усиления эманирования пород, а также открытия изолированных пор и расширения трещин, увеличивается концентрация радона и торона в почвенном газе и их поступление в атмосферу, что усиливает ионизацию приземного воздуха. При хорошей погоде это сопровождается появлением у земли в слое воздуха толщиной от десятых долей метра до нескольких метров отрицательного

электрического заряда, плотность которого может достигать больших значений. Вблизи такого заряда, и особенно ниже его, будет уменьшаться нормальное атмосферное электрическое поле и даже изменяться знак ([43] — краткий обзор).

В августе – октябре 2012 г. в пункте “Карымшина” ИКИР ДВО РАН (52,83°N, 158,13°E) одновременно измерялись объемная активность радона Rn и торона Tn в поверхностном слое грунта, геоакустическая эмиссия в диапазоне частот 0.7–2.0 кГц, градиент потенциала атмосферного электрического поля на высоте 7 см от поверхности земли, атмосферное давление, скорость ветра и интенсивность дождя [43]. В качестве характеристики локальной сейсмической активности рассматривалась накопленная энергия землетрясений с энергетическим классом $K_s \geq 9.0$, происходивших на эпицентральной расстоянии $R \leq 250$ км от этого пункта. Использовались данные регионального каталога Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Геофизическая служба РАН” (<http://emsd.ru>).

На рисунке 6.24 представлены график накопления энергии рассматриваемых землетрясений, вариации атмосферного давления и объемной активности эманаций. Как видно на рисунке 6.24, только 2 октября было сильное увеличение значений Rn и Tn , которое длилось около восьми часов. Уменьшение электрического поля, увеличение геоакустической эмиссии в трех точках измерений, образующих треугольник со сторонами 10–35 м, и увеличение объемной активности эманаций происходили при спокойной погоде (отсутствовал дождь, сильный и умеренный ветер, слабо менялось атмосферное давление, см. рисунок 6.25). За период наблюдений, равный 52 суткам, увеличения геоакустической эмиссии в трех точках и близкого во времени уменьшения электрического поля с изменением знака при такой погоде больше не было. Все это говорит о том, что возмущения полей имели не метеорологическое происхождение.

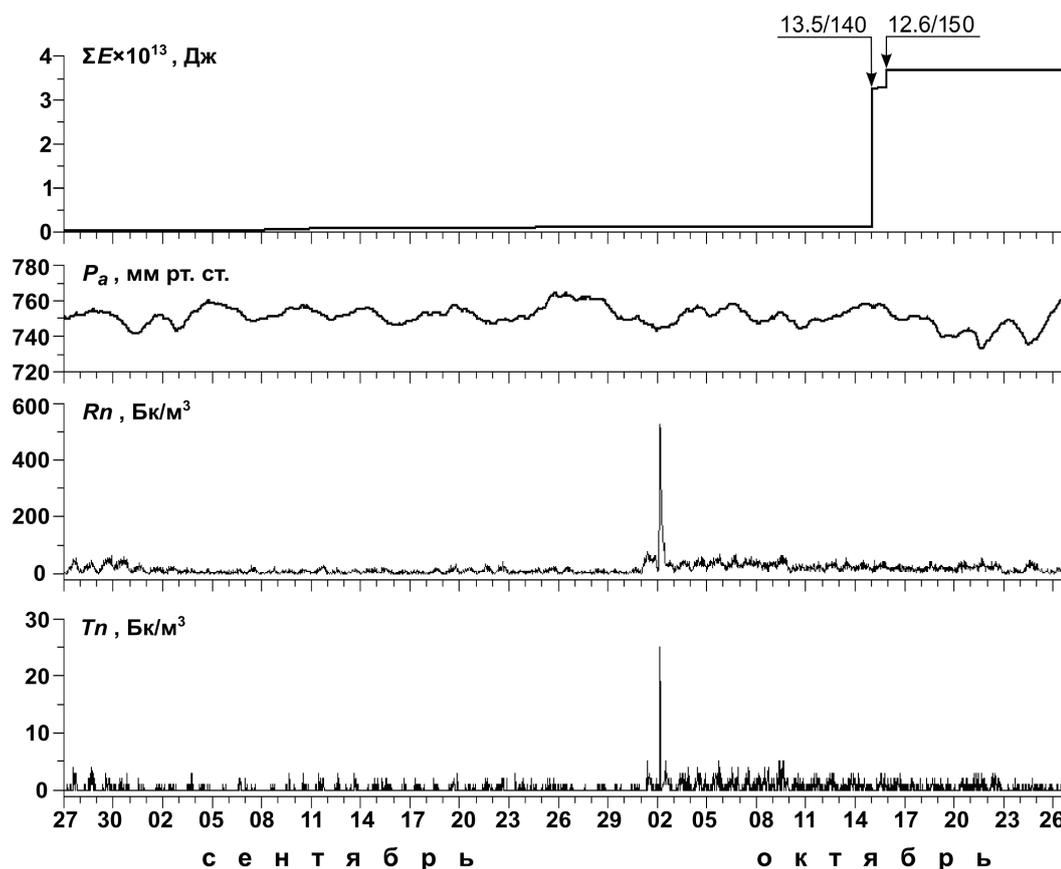


Рисунок 6.24 — График накопления энергии $\sum E$ землетрясений с $K_s \geq 9.0$, произошедших в области выборки, вариации атмосферного давления P_a , объемной активности радона Rn и торона Tn во время наблюдений. Левой стрелкой отмечен момент главного землетрясения 15 октября, правой — его самый сильный афтершок. Первое число над стрелкой — K_s , второе — эпицентральное расстояние, км

Аномальные возмущения исследуемых полей наблюдались за 13 суток перед землетрясением с $K_s=13.5$, произошедшим 15 октября в 01 ч 19 мин UTC в 140 км от пункта “Карымшина” и имевшим моментную магнитуду $M_w=5.6$ (каталог NEIC, <http://earthquake.usgs.gov>). Это землетрясение сопровождалось афтершоками, самый сильный из них был 15 октября в 22 ч 45 мин. Он имел $K_s = 12.6$ и заметно отразился на графике накопления сейсмической энергии (см. рисунок 6.24).

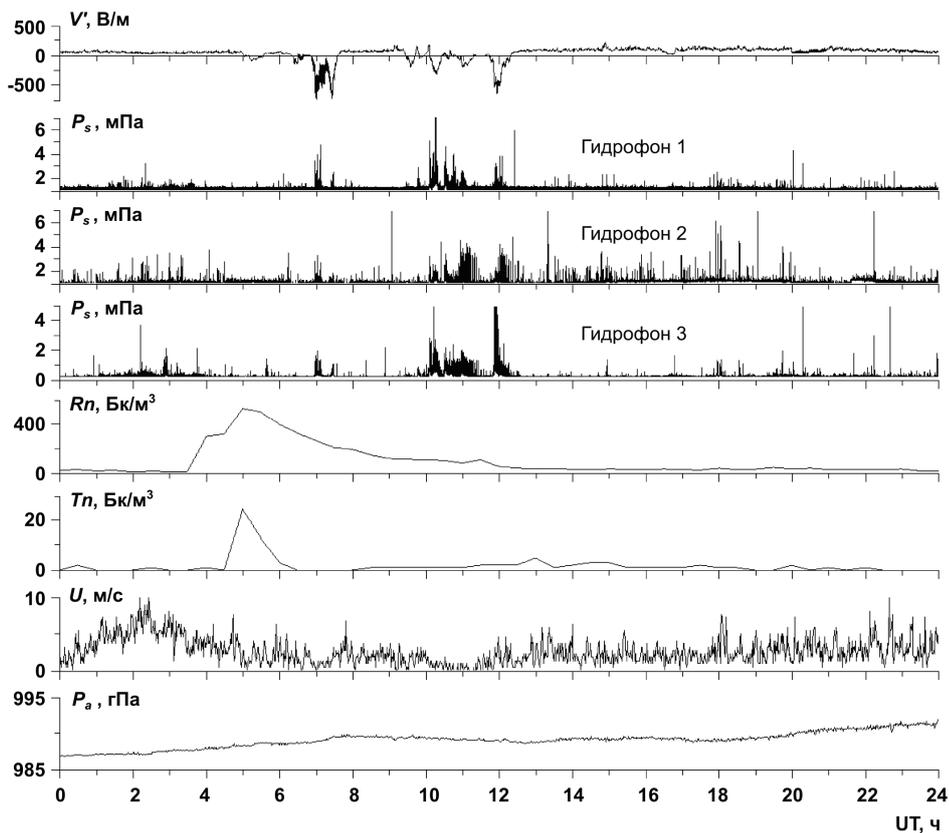


Рисунок 6.25 — Вариации градиента потенциала V' атмосферного электрического поля, акустического давления P_s в трех точках измерений, объемной активности эманаций, скорости ветра U на высоте 8 м от земли и атмосферного давления P_a 2 октября 2012 г.

В 120 м от площадки, где проводились наблюдения, находится скважина No 99-8 Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Геофизическая служба РАН” глубиной 19 м. Ее геологическая колонка представлена следующими породами: валунно-галечные отложения с песчанно-глинистым заполнителем (0–5 м), глыбово-щербнистые отложения с глинистым заполнителем (5–14 м), валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем (14–19 м). Статический уровень воды равен 13.7 м. Таким образом, приповерхностные породы в районе пункта “Карымшина” являются осадочными. Толщина их слоя примерно 50 м.

Пункт “Карымшина” находится в зоне пересечения разноранговых тектонических разломов. Разломные зоны характеризуются повышенной тензочувствительностью различных полей и их более сильными вариациями [44], а также более сильными возмущениями полей перед землетрясениями [41]. В зоне активного разлома на Тайване [45] зарегистрированы одновременные увеличения Rn и Tn в почвенном газе перед землетрясениями с $R < 150$ км и магнитудой $M_L \geq 4.5$, которые возникали обычно за 1–20 суток и имели наименьшую длительность 5–7 часов. С этими результатами хорошо согласуются полученные нами данные. Теоретический радиус зоны проявления предвестников по деформациям земной поверхности $r = e^M$ (км) [46] равен для землетрясения 15 октября 270 км и почти в два раза больше эпицентрального расстояния до пункта “Карымшина”. Поэтому, с учетом структурно-тектонического местонахождения

пункта, предсейсмические деформации приповерхностных осадочных пород и вызванные ими аномальные возмущения регистрируемых полей вполне реальны.

Радон и торон мало различаются физико-химически, за исключением периода полураспада, который равен, соответственно, 3.825 суток и 55.6 с. Из-за малого периода полураспада торон не может мигрировать далеко от места образования и его массоперенос имеет поверхностный характер. Согласно работе [47], при поступлении в атмосферу торон выходит из слоя почвы толщиной 6 см, при этом ее первые 2 см дают до 75% эманации. Следовательно, аномальное увеличение торона было вызвано процессом, протекавшим в самом поверхностном слое грунта, а генерация радона происходила в более мощном слое приповерхностных осадочных пород. Наиболее вероятной причиной этого было их кратковременное растяжение.

Следовательно, предложенная схема (см. рисунок 6.23) образования совместных предсейсмических возмущений трех приповерхностных полей (геоакустического, эманационного и атмосферного электрического) позволяет объяснить их аномальные возмущения. Сам факт обнаружения этих возмущений, в свою очередь, подтверждает возможность реализации данной схемы.

Таким образом, предложена схема образования совместных предсейсмических возмущений геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора — атмосфера при наличии в пункте наблюдений приповерхностных осадочных пород и их растяжении. Впервые проведена одновременная регистрация этих полей и обнаружены их совместные аномальные возмущения. Они наблюдались за 13 суток перед землетрясением с магнитудой $M_w = 5.6$ на расстоянии 140 км от эпицентра и подтверждают возможность реализации предложенной схемы. Обнаруженные возмущения можно рассматривать как комплексный краткосрочный предвестник произошедшего землетрясения и свидетельство воздействия земной коры на приземную атмосферу во время его подготовки. Физическим агентом, оказавшим воздействие, были радон и торон. Более сильное поступление этих эманаций из земли усиливает ионизацию приземного воздуха, что сопровождается появлением при хорошей погоде отрицательного объемного заряда и уменьшением электрического поля [48].

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Беляков А.С., Николаев А.В. Сейсмоакустические приёмники с магнитоупругим преобразователем // Физика земли. – 1993. – No. 7. – С. 74-80.
- 2 Беляков А.С. Землетрясения и подземный звук // Земля и Вселенная. – 1996. – No. 2. – С. 23-29.
- 3 Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н. Экспериментальные исследования распространения импульсных акустических сигналов в грунте // Акустический журнал. – 2011. – Т. 57. – No. 1. – С. 73-74.
- 4 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. – No. 5. – С. 669-672.
- 5 Гордиенко В.А. Векторно-фазовые методы в акустике. М.: Физматлит, 2007. – 480 с.
- 6 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: 26.10.2017).
- 7 Левин Б.В., Сасорова Е.В., Борисов С.А. и др. Оценка параметров слабых землетрясений и их сигналов // Вулканонология и сейсмология. – 2010. – No. 3. – С. 60-70.
- 8 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: 26.10.2017).
- 9 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. – No. 6. – С. 59-67.
- 10 Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Мезомасштабная акустическая эмиссия. Владивосток: Дальнаука, 2012. – 126 с.
- 11 Рыкунов Л.Н., Хаврошин О.Б., Цыплаков В.В. Аппаратура и методы исследования слабых сейсмических эффектов. Деп. В ВИНТИ, No. 2919-78. – 1978.
- 12 Шевцов Б.М., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. О направленности приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии в периоды деформационных возмущений // Доклады АН. – 2010. – Т. 430. – No. 1. – С. 119-122.
- 13 Larionov I.A., Marapulets Y.V., Shevtsov B.M. Features of the Earth surface deformations in the Kamchatka peninsula and their relation to geoaoustic emission // Solid Earth. – 2014. – No. 5. – P. 1293-1300.

- 14 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. – No. 2. – P. 401-416.
- 15 Марапулец Ю.В. Высокочастотный акустоэмиссионный эффект // *Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки*. 2015. – No. 1(10). – С. 44-53.
- 16 Солодчук А.А. Методика выявления суточного хода геоакустической эмиссии // *Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки*. – 2012. – No 2 (5). – С. 69-73.
- 17 Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометиздат, 2002. – 200 с.
- 18 Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды // *Вулканология и сейсмология*. – 1997. – No 4. – С. 73-83.
- 19 Marapulets Yu.V., Shevtsov V.M., Larionov I.A., Mishchenko M.A., Shcherbina A.O., Solodchuk A.A. Geoacoustic emission response to deformation processes activation during earthquake preparation // *Russian Journal of Pacific Geology*. – 2012. – Vol. 6. – No 6. – P. 457-464.
- 20 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.*
- 21 Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // *Вулканология и сейсмология*. – 2005. – No. 5. – С. 45-58.
- 22 Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // *ДАН*. – 2007. – Т. 413. – No. 1. – С. 96-100.
- 23 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 // *ДАН*. – 2011. – Т. 440. – No. 3. – С. 403-406.
- 24 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. – No. 1. – С. 52-67.
- 25 Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений // *Физика Земли*. – 2007. – No. 9. – С. 48-60.
- 26 Марапулец Ю.В., Солодчук А.А. Суточный ход температуры как причина возникновения периодической вариации высокочастотной геоакустической эмиссии // *Метеорология*

- и гидрология. – 2016. – No. 4. – С. 37-44.
- 27 Шевцов Б.М., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. О направленности приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии в периоды деформационных возмущений // ДАН. – 2010. – Т. 430. – No. 1. – С. 119-122.
- 28 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: VI международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край, 9–13 сентября 2013 г. : сб. докл. / отв. ред. Б.М. Шевцов. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. – С. 316-319.
- 29 Купцов А.В. Изменения характера геоакустической эмиссии, соответствующие заключительной стадии развития сейсмических событий // Физика Земли. – 2005. – No. 10. – С. 59-65.
- 30 Добровольский И. П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. – 189 с.
- 31 Marapulets Yu., Solodchuk A., Shcherbina A. Changes of geoacoustic emission directivity at “Mikizha” site associated with earthquakes in Kamchatka // VII International Conference “Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquakes Precursors”, E3S Web of Conferences 11, 00014 (2016). – 5 p.
- 32 Tristanov A.B., Marapulets Yu.V., Lukovenkova O.O., Kim A.A. A new approach to study of geoacoustic emission signals // Pattern Recognition and Image Analysis (Advances in Mathematical Theory and Applications). – 2016. – Vol. 26. – No. 1. – P. 34-44.
- 33 Keogh E., Lin J., Fu A. HOT SAX: Efficiently finding the most unusual time series subsequence // Proceedings - IEEE International Conference on Data Mining, ICDM. – 2005. – P. 226-233.
- 34 Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б. и др. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора — атмосфера // Физика Земли. – 2006. – No. 7. – С. 34-51.
- 35 Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: Комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. – 2012. – No. 3. – С. 3-21.
- 36 Войтов Г.И., Добровольский И.П. Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах // Физика Земли. – 1994. – No. 3. – С. 20-31.
- 37 Милькис М.Р. Метеорологические предвестники сильных землетрясений // Физика Земли. – 1986. – No. 3. – С. 36-47.
- 38 Сальман А.Г., Тронин А.А. Вариации потока уходящего инфракрасного излучения Земли в сейсмоактивных районах Средней Азии // Физика Земли. – 1990. – No 7. – С. 67-69.

- 39 Спивак А.А. Приповерхностная геофизика и взаимодействие геосфер // *Динамические процессы во взаимодействующих геосферах*. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2006. – С. 186-195.
- 40 Соболев Г.А., Пономарев А.В. *Физика землетрясений и предвестники*. М.: Наука, 2003. – 270 с.
- 41 Киссин И.Г. *Флюиды в земной коре : Геофизические и тектонические аспекты*. М.: Наука, 2015. – 328 с.
- 42 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 // *ДАН*. – 2011. – Т. 440. – No. 3. – С. 403-406.
- 43 Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Кузьмин Ю.Д. О причине одновременного появления возмущений атмосферного электрического поля и высокочастотной геоакустической эмиссии при сейсмотектоническом процессе // *ДАН*. – 2015. – Т. 461. – No. 3. – С. 333-337.
- 44 Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // *Физика Земли*. – 2010. – No. 4. – С. 55-66.
- 45 Yang T.F., Walia V., Chyi L.L. et al. Variations of soil radon and thoron concentrations in a fault zone and prospective earthquakes in SW Taiwan // *Radiation Measurements*. – 2005. – V. 40. – P. 496-502.
- 46 Добровольский И.П. *Теория подготовки тектонического землетрясения*. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. – 217 с.
- 47 Guedalia D., Laurent J-L., Fontan J. et al. A study of radon 220 emanation from soils // *J. Geophys. Res.* – 1970. – V. 75. – No. 2. – P. 357-369.
- 48 Rulenko O., Marapulets Yu., Kuzmin Yu., Solodchuk A. Joint perturbation of geoacoustic, emanation, and atmospheric electric fields at the boundary of the earth's crust and the atmosphere before an earthquake // VII International Conference “Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquakes Precursors”, E3S Web of Conferences 11, 00020 (2016). – 6 p.