

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ КОСМОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
И АЭРОНОМИИ ИМ. Ю.Г. ШАФЕРА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

АРГУНОВ Вячеслав Валерьевич

**ЭФФЕКТЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В НИЗКОЧАСТОТНЫХ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ СИГНАЛАХ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ
НА ВОСТОКЕ СИБИРИ**

25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
кандидат физико-математических наук
Козлов Владимир Ильич

Петропавловск-Камчатский – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ	12
1.1. Землетрясения и их предвестники	12
1.2. Литосферно-ионосферные связи	14
1.3. Сейсмические возмущения в ионосфере по данным ионозондов	23
1.4. Эффекты землетрясений в ОНЧ радиосигналах	30
1.4.1. Эффекты землетрясений в сигналах ОНЧ/НЧ радиостанций	30
1.4.2. Эффекты землетрясений в сигналах ОНЧ грозового электромагнитного излучения	38
1.5. Исследования литосферно-ионосферной связи с помощью спутниковых систем	41
1.6. Выводы к главе 1.....	51
ГЛАВА 2. РЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	54
2.1. Регистрирующий комплекс сигналов грозовых разрядов	57
ИКФИА СО РАН.....	57
2.2. Методика определения координат молниевых разрядов.....	62
2.3. Методика выделения эффектов и предвестников землетрясений	66
2.4. Выводы к главе 2.....	75
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ ГРОВОНЫХ СИГНАЛОВ, ПРОХОДЯЩИХ НАД ЭПИЦЕНТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	77
3.1. Анализ вариаций амплитуды сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентрами коровых землетрясений.....	77
3.1.1. Эффекты в сигналах грозовых разрядов в событии сильного землетрясения в Японии 11.03.2011 г.....	78
3.1.2. Амплитудные вариации сигналов с разных азимутов, связываемые с сейсмическими событиями	88
3.1.3. Вариации амплитуды сигналов грозовых разрядов, в период землетрясения в Японии 11.09.2008 г.....	93
3.1.4. Вариации амплитуды сигналов грозовых разрядов на протяженной трассе над эпицентром землетрясения в Турции 08.03.2010 г.....	96

3.2. Результаты анализа вариаций амплитуды грозových сигналов, проходящих над эпицентрами глубокофокусных землетрясений.....	100
3.2.1. Анализ вариаций амплитуды грозových сигналов, проходящих над эпицентром глубокофокусного землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г.	101
3.2.2. Эффекты в сигналах грозových разрядов, проходящих над глубокофокусными землетрясениями на Тайване 02.03.2014 и на Филиппинах 26.06.2014 г.	110
3.2.3. Особенности эффектов глубокофокусных землетрясений в вариациях амплитуды грозových сигналов.....	116
3.3. Выводы к главе 3.....	120
ГЛАВА 4. РАСЧЕТ СПЕКТРОВ СИГНАЛОВ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ, РАСПРОСТРАНЯЮЩИХСЯ В СЕЙСМИЧЕСКИ ВОЗМУЩЕННОМ ВОЛНОВОДЕ ЗЕМЛЯ-ИОНОСФЕРА	124
4.1. Методика расчетов.....	124
4.2. Расчет вариаций спектров сигналов на трассах с локализованными возмущениями в нижней ионосфере.....	128
4.2.1. Вариации спектра сигналов на возмущенной трассе в ночных условиях	128
4.2.2. Вариации спектра сигналов на возмущенной трассе в дневных условиях	133
4.2.3. Обобщенные расчетные зависимости амплитуды сигналов от параметров волновода на трассе распространения	138
4.3. Расчеты спектров сигналов с введением на трассе локализованного участка с возмущением в нижней ионосфере	141
4.3.1. Вычисление спектров сигналов грозových разрядов, проходящих на трассе с локализованной областью возмущения	141
4.3.2. Расчет профилей электронной концентрации при различных условиях в ионосфере	146
4.4. Сопоставление результатов модельных расчетов с экспериментальными данными	150
4.5 Выводы к главе 4.....	156
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	160
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	162

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Исследование землетрясений, главным образом, направлено на обеспечение безопасности жизнедеятельности человека. С развитием человеческой цивилизации и технической оснащенности жизни человека, явления природы несут возрастающую угрозу для человека. По данным статистики [Шестопапов, 2004], землетрясения стоят на первом месте среди стихийных бедствий по масштабу ущерба и числу уносимых человеческих жизней. В первую очередь это относится к сильным землетрясениям, магнитуда которых более пяти [Липеровская, 2007; Хакимов, 1989]. Достаточно отметить последствия сильнейших землетрясений в Индонезии 23.12.2009 г., на Гаити 12.01.2010 г. и в Японии 11.03.2010 г., которые привели к масштабному разрушению городов и человеческим жертвам.

Изучение литосферно-ионосферных связей является одним из направлений исследований сейсмических процессов в земной коре. Выявления и обоснование предвестников землетрясений является одной из основных научных задач данных исследований. Поиски достоверных индикаторов готовящихся литосферных возмущений продолжаются уже не один десяток лет, но, к сожалению, до настоящего времени ни одни из методов краткосрочного прогнозирования не дает точных результатов. Для повышения достоверности прогнозов необходимо комплексное использование различных методик поиска достоверных предвестников землетрясений.

Важным методом исследования литосферно-ионосферных связей является регистрация электромагнитных сигналов [Poddelsky, 2001; Поддельский, 2004], которая может быть разделена на два направления:

первое основывается на приеме возможных электромагнитных излучений из области эпицентра землетрясения, а второе - на использовании электромагнитных сигналов для дистанционного мониторинга сейсмических эффектов в нижней ионосфере (при прохождении сигналов над сейсмоактивными областями). Как показано в ряде работ (например, в [Наукава, 2004; Медведев, 1992]) по исследованию ионосферных возмущений над областями сильных землетрясений, ионосфера весьма чувствительна к сейсмическим воздействиям.

Для исследования литосферно-ионосферных связей наиболее широко привлекаются электромагнитные сигналы искусственного происхождения (сигналы радиостанций) в диапазоне очень низких частот (ОНЧ) [Козлов, 2004; Липеровский, 1992]. В работах [Gokhberg, 1994; Поддельский, 2004, Липеровская, 2007] доказано, что вариации фазы и амплитуды сигналов низкочастотных радиопередатчиков, наблюдаемых за несколько дней до землетрясений, могут быть использованы в качестве предвестников литосферных возмущений. Сигналы сверх длинноволновых (СДВ) радиостанций имеют контролируемые характеристики, то это позволяет достаточно точно рассчитывать амплитудно-фазовые вариации, по которым, в конечном итоге, можно восстанавливать параметры возмущений в нижней ионосфере. В то же время, из-за стационарности источников, не всегда удается подобрать трасу распространения сигналов СДВ радиостанций, проходящих над эпицентрами землетрясений. Нами предлагается расширить возможности метода, используя естественные ОНЧ-сигналы – электромагнитное излучение от грозовых разрядов.

В данной работе впервые исследуются проявления литосферно-ионосферных связей в ОНЧ-сигналах грозового происхождения (такие сигналы принято называть атмосфериками [Раков, 1993]), распространяющихся над эпицентрами землетрясений. Благодаря малому затуханию атмосферика могут распространяться в волноводе «Земля-ионосфера» на многие тысячи километров от грозовых источников, вплоть до

огибания Земли [Козлов, 2004]. Изменения параметров атмосфериков в процессе их распространения от источника несут в себе информацию об электронной концентрации и высоте спокойной, а также и возмущенной, нижней ионосферы.

В диссертационной работе предлагаемая методика дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере с помощью сигналов грозových разрядов рассматривается на основе результатов исследований, полученных в г. Якутске и позволяющих изучать сейсмоактивные регионы в восточном направлении (Камчатка), в южном – Китай, Япония, Филиппины, Индонезия, а также частично в западном – Алтай, Средиземноморье.

Целью работы является исследование эффектов литосферных процессов в параметрах импульсных грозových ОНЧ электромагнитных сигналах, отражающих появление сейсмических возмущений в нижней ионосфере.

Задачи исследования:

1. Разработать методику дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере (над сейсмоактивными регионами) с помощью импульсных ОНЧ сигналов от грозových разрядов.
2. Исследовать амплитудные вариации сигналов атмосфериков, распространяющихся в волноводе «Земля-ионосфера» над областями эпицентров землетрясений, с целью выявления сейсмических возмущений в нижней ионосфере.
3. Изучить параметры землетрясений, оказывающих влияние на условия распространения сигналов грозových разрядов.
4. Рассмотреть модели ионосферных возмущений, удовлетворяющих наблюдаемым характеристикам сейсмических эффектов в сигналах

атмосфериков на трассах, проходящих над областями эпицентров землетрясений.

Научная новизна работы заключается в том, что впервые детально рассмотрены проявления сейсмических эффектов в нижней ионосфере в вариациях характеристик электромагнитного излучения грозовых разрядов (атмосфериков), используя инструментальные наблюдения за грозовой активностью и модельные расчеты трасс распространения грозовых сигналов в волноводе "Земля-ионосфера". Впервые выявлены особенности проявлений эффектов и предвестников землетрясений в данных сигналах в зависимости от параметров землетрясений (магнитуда, глубина очага), мест расположения эпицентров относительно приемного пункта и времени суток приема сигналов.

Научная и практическая значимость работы определяется тем, что полученные в работе результаты позволяют предложить новую методику дистанционного мониторинга за ионосферными возмущениями над эпицентрами землетрясений с помощью электромагнитных сигналов грозовых разрядов, которая может использоваться в комплексном мониторинге эффектов и предвестников землетрясений.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Установлено, что ионосферные эффекты литосферных процессов проявляются в электромагнитных сигналах грозовых разрядов, проходящих над эпицентрами землетрясений, в виде повышения их среднечасовой амплитуды в день события или в течение одного-трех последующих дней. В интервале 12 дней до сейсмических событий также может наблюдаться усиление амплитуды сигналов, которое рассматривается в качестве предвестника землетрясений.

2. Выявлено, что эффекты в нижней ионосфере характерны для землетрясений с магнитудами более четырех и глубиной очага не более 50-70 км. Более глубокофокусные землетрясения (с глубиной очага более 100 км) дают ионосферные эффекты существенно реже с несколько отличающейся временной последовательностью.

3. Установлено, что экспериментально регистрируемые вариации характеристик сигналов от грозových разрядов в периоды сильных сейсмических событий в общем случае могут быть объяснены усилением крутизны высотного профиля электронной концентрации (повышением концентрации) в нижней ионосфере и увеличением высоты волновода.

Достоверность результатов, представленных в настоящей работе, обусловлена использованием физически обоснованных методов измерений и анализа экспериментальных результатов и комбинированием различных методов наблюдений. Основные полученные экспериментальные результаты и выводы согласуются с опубликованными результатами в работах других авторов.

Теоретическое и практическое значение

Представлена новая методика для дистанционного мониторинга ионосферных возмущений над эпицентрами землетрясений с применением импульсных ОНЧ электромагнитных сигналов от грозových разрядов. Методика позволяет проводить мониторинг сразу за несколькими сейсмоактивными областями.

Результаты работы указывают на существование возможных ионосферных предвестников землетрясений, проявляющихся за несколько дней до литосферного возмущения.

Представленная методика может быть использована в комплексе с другими направлениями поиска предвестников землетрясений для повышения достоверности прогноза.

Личный вклад автора

Представленные результаты являются оригинальными и получены при непосредственном участии автора. Автор принимал участие в постановке научной задачи и получении экспериментальных данных. Модернизация и отладка грозопеленгаторов-дальномеров, в которой принимал участие диссертант, позволили получить качественные экспериментальные данные. Автор осуществил обработку материала с помощью разработанной методики, провел анализ полученных результатов, принял непосредственное участие в формировании выводов.

Апробация работы

Основные результаты и выводы, вошедшие в диссертацию, обсуждались на семинарах ИКФИА СО РАН и докладывались на следующих научных конференциях:

40th COSPAR Scientific Assembly (г. Москва, 2014 г.), Collaborative Conference on Earthquake Science and Engineering (Chengdu, China, 2015 г., *приглашенный доклад*) Collaborative Conference on Earthquake Science and Engineering (Budapest, Hungary, 2016 г., *приглашенный доклад*), EuroSensors (Budapest, Hungary, 2016 г.), Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (г. Новосибирск 2014 г. Томск, 2016 г.) 11ая международная конференция «Проблемы Геокосмоса» (Санкт-Петербург, 2016 г.), Международная Школа молодых ученых «Физика окружающей среды» им. А.Г. Колесника (г. Томск, 2012 г., 2016 г.), Международная Байкальская школа по фундаментальной физике (г. Иркутск, 2011, 2013 гг.), Лаврентьевские чтения (г. Якутск, 2012-2015 гг.), Всероссийская конференция «Космические лучи и гелиосфера» (Якутск, 2012 г), Всероссийский форум научной молодежи ЭРЭЛ (г. Якутск, 2011, 2012, 2014 гг.), V Всероссийская научно-практическая конференция «Информационные технологии в науке, образовании и экономике» (г. Якутск, 2014 г).

Отдельные аспекты работы, положенные в основу диссертации, прошли экспертизу и были поддержаны грантами РФФИ №15-45-05135-р_восток_а, № 15-45-05005-р_восток_а, 14-05-31056 мол_а. По тематике работы был получен грант "Научно образовательного фонда поддержки молодых ученых Республики Саха (Якутия) № 2014-01-006 на тему "Исследования вариаций амплитуды грозových радиосигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений".

Публикации

Основные результаты диссертации опубликованы в 29 работах, из них 3 – в рецензируемых журналах из перечня ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы. Работа изложена на 177 страницах, включает в себя 72 рисунка, 2 таблицы, 132 библиографические ссылки.

Содержание работы

Во введении изложены цели, основные задачи работы, актуальность и степень разработанности темы исследования, научная новизна, практическая значимость, основные результаты, выносимые на защиту. Приводится краткое содержание глав.

В первой главе представлен краткий обзор современного состояния исследований, посвященных литосферно-ионосферным связям. Рассмотрены различные методики, предлагаемые другими авторами по дистанционному зондированию ионосферы и поиску откликов литосферных процессов в параметрах ионосферы.

Во второй главе подробно описана аппаратура, используемая для дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней

ионосфере с помощью электромагнитных сигналов грозовых разрядов. Представлено описание методики выделения ионосферных эффектов сильных землетрясений в вариациях амплитуды сигналов грозовых разрядов.

В третьей главе представлены основные экспериментальные результаты по анализу вариаций амплитуды грозовых сигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений.

В четвертой главе на основе моделирования распространения сигналов на трассах, проходящих в волноводе "Земля-ионосфера" над эпицентрами землетрясений, приводятся основные параметры ионосферы, определяющие степень влияния сейсмических событий в сигналах грозовых разрядов.

В Заключении сформулированы основные выводы и результаты диссертационной работы

ГЛАВА 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

В первой главе рассмотрены результаты исследований литосферно-ионосферной связи, в том числе процессы, протекающие при подготовке и возникновении землетрясений. Рассмотрены возможности дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере с помощью ионосферного радиозондирования, сигналов радиостанций, спутниковых систем и естественных электромагнитных излучений.

1.1. Землетрясения и их предвестники

Землетрясения являются катастрофическим природным явлением, приносящим значительные человеческие жертвы и колоссальные материальные убытки. Землетрясение – это явление импульсной релаксации накопленной энергии за счет деформирующих сил через катастрофический сдвиг, скольжение одних участков земной коры относительно других. В то время как накопление энергии напряжения происходит достаточно медленно, сброс запасенной упругой энергии в участке земной коры, называемом очагом, происходит при очень быстром движении земных участков со скоростями, достигающими метра в секунду. Такая высокая скорость движения земной коры и является причиной катастрофических процессов, сопровождающих землетрясения [Бучаченко, 2014].

Катастрофичность проявления землетрясений определяет в качестве одной из основных задач исследования литосферно-ионосферных связей поиск предвестников землетрясений. В самом общем смысле под предвестниками землетрясений понимаются выделяющиеся различные

явления, которые можно заметить и зарегистрировать перед землетрясением. На сегодняшний день предвестники литосферных возмущений по интервалу заблаговременности принято разделять на три типа: долгосрочные (порядка несколько сотен лет), среднесрочные (порядка десятка лет) и краткосрочные (порядка нескольких дней) [Науакawa, 2007].

Ситуация по прогнозированию землетрясений существенно меняется в последние годы. Естественно, первые попытки создания методик краткосрочного прогнозирования были основаны на использовании микросейсмических шумов, отражающих протекание активных процессов в литосфере. Однако, успешных применений данной методики практически не оказалось и к настоящему времени (особенно после землетрясения в Кобе в 1995 году) данная методика рассматривается как не очень эффективная в краткосрочном прогнозе [Науакawa, 1996]. Далее одним из основных направлений по поиску краткосрочных предвестников землетрясений стали электромагнитные сигналы, которые, как предполагается, должны возникать при подготовке сильных литосферных событий. Было установлено, что электромагнитные излучения, связываемые с процессами в литосфере, имеют широкий частотный диапазон [Науакawa, 1999].

Методики, использующие электромагнитные сигналы, относят к методикам краткосрочного прогнозирования землетрясений. При этом они могут быть разделены на две подгруппы: первая основывается на возможном радиоизлучении из очага землетрясения (или, вероятнее, от области эпицентра), а вторая опирается на использовании электромагнитных сигналов для обнаружения сейсмических эффектов в нижней ионосфере (распространение сигналов над областью литосферного возмущения). Как было выяснено по результатам исследований ионосферных возмущений над областями сильных землетрясений, ионосфера весьма чувствительна к сейсмическим воздействиям [Гохберг, 2000; Study of seismic influence, 1989].

1.2. Литосферно-ионосферные связи

При использовании радиосигналов для обнаружения возмущений в ионосфере связанных с сейсмическими процессами встает вопрос, каким образом литосферные возмущения влияют на параметры ионосферы. Необходимо сразу отметить, что на сегодняшний день однозначного ответа на этот вопрос пока нет [Miyaki, 2002].

Для ответа на вопрос, каким образом энергия литосферных возмущений (землетрясений и процессов подготовки к ним) передается на ионосферные высоты и приводит к возникновению ионосферных аномалий, необходимо принять во-внимание следующие моменты: 1) неоднородности регистрируются в магнитоспокойные периоды; 2) неоднородности и связываемые с ними эффекты могут оставаться и после землетрясений; 3) неоднородности регистрируются как в нейтральной, так и в ионизированной компонентах ионосферы; 4) пространственные масштабы ионосферных неоднородностей могут быть весьма значительными [Гохберг, 2000].

Возникновение неоднородностей в ионосфере над эпицентрами землетрясений (крупно- и средне масштабные вариации плотности частиц) обычно связывают с джоулевым разогревом, происходящим при развитии аврорального электроджета в период магнитосферных суббурь. Если предполагать локальное электродинамическое воздействие сейсмических событий на ионосферу, сравнимое по эффективности с суббуревым эффектом, то над эпицентром землетрясения следовало бы ожидать развития локальных электроджетов (которые должны были бы регистрироваться в вариациях геомагнитного поля), чего, в соответствии с первым пунктом, не наблюдается [О возмущениях F области, 1988].

В работе [Кузнецов, 1992] авторами предложена теория, что может осуществляться инфразвуковая связь литосферных и ионосферных возмущений в моменты землетрясений и в периоды их подготовки. Однако второй пункт ставит под сомнение данную гипотезу, так как спустя сутки

после землетрясения нет оснований ожидать инфразвуковые процессы в земле такой же интенсивности, как до события или во время него.

Весьма важен и третий пункт, указывающий на возникновение неоднородностей не только в ионизированной компоненте ионосферы, но и в нейтральной. Отсюда следует, что для заметных изменений в нейтральной компоненте сами неоднородности должны быть связаны с нейтральными частицами.

Четвертый пункт, свидетельствующий о достаточно больших пространственных масштабах ионосферных возмущений и большой длительности вариаций в F2 слое ионосферы, с учетом третьего пункта позволяет предположить, что источником крупномасштабных возмущений в ионосфере (особенно вариаций нейтральной компоненты), могут быть внутренние гравитационные волны (ВГВ). На данный момент именно ВГВ способны описать весь набор экспериментальных результатов по сейсмическим возмущениям ионосферы (рисунок 1.1, [Гохберг, 2000]).

Внутренние волны в атмосфере бывают двух типов: в высоком диапазоне частот — это акустические волны (звуковые волны в атмосфере), а в низком — внутренние гравитационные волны, куда относятся волны с периодами в несколько минут, при которых гравитационные силы создают глубокую анизотропность [Мурти, 1981].

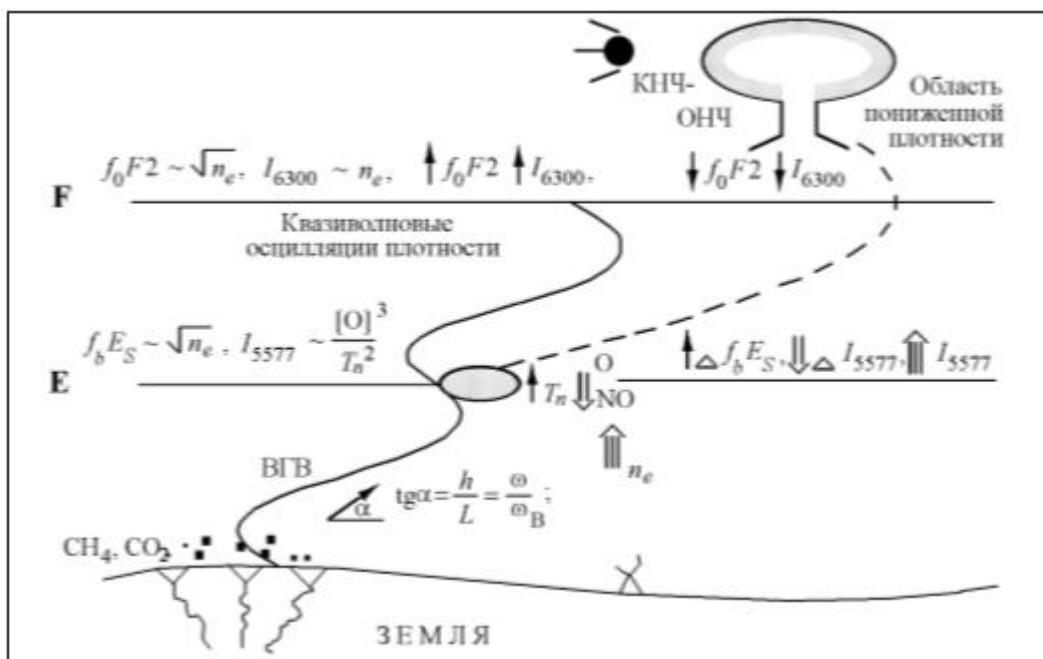


Рисунок 1.1 – ВГВ-модель сейсмоионосферных связей [Гохберг, 2000]

В работе [Гохберг, 2000] достаточно полно описаны физические процессы в ионосфере, которые могут быть вызваны ВГВ. При распространении вверх ВГВ будут диссипировать на высотах 80 - 100 км, следствием чего ожидается усиление турбулентности и рост температуры нейтральных частиц. Это, в свою очередь, приведет к турбулентному переносу молекул NO и атомов O, а рост температуры и концентрации NO - к увеличению числа электронов в нижней ионосфере. Возрастание электронной концентрации проявится в фазовых и амплитудных аномалиях радиосигналов на трассах, проходящих над эпицентрными областями.

Возникновение ВГВ в сейсмических событиях может быть вызвано несколькими причинами, в том числе:

- 1) Усиление длиннопериодных колебания в литосфере.

Для достаточно сильных землетрясений вариации потока упругой энергии могут быть связаны с так называемыми сейсмогравитационными колебаниями, имеющими период порядка 1 - 3 часа [Линьков, 1989]. Эти глобальные колебания существуют постоянно, но становятся более

интенсивными за несколько дней до сильных землетрясений. В соответствии с экспериментальными результатами, длиннопериодные колебания выступают в качестве источник сопутствующих им колебаний атмосферы. Наиболее значительные вертикальные смещения земной поверхности должны иметь место именно в сейсмически активных регионах с ярко выраженным блоковым строением земной коры [Латышина, 1978]. Воздействуя на атмосферу подобно "поршню", эти колебания способны генерировать ВГВ [Shalimov, 1992].

2) Тепловые аномалии.

Другой механизм генерации ВГВ в сейсмически активных регионах непосредственно перед землетрясениями связан с результатами, полученными в исследованиях со спутников потока, уходящего от Земли инфракрасного излучения. Анализ непрерывных ночных тепловых снимков со спутников серии NOAA за 10-летний период позволил обнаружить ряд аномалий потока инфракрасного излучения в Среднеазиатском сейсмически активном регионе [Уходящее инфракрасное излучение, 1988]. Было показано существование аномалий потока двух типов - стационарных и нестационарных. Последние возникают, как правило, в месте пересечения разломов, имеют повышенную на несколько градусов температуру, время жизни порядка 2-10 дней и площадь порядка 10^4 м².

Как следует из работы [Гохберг, 2000], аномалии предшествуют лишь коровым или же мелкофокусным землетрясениям с глубиной эпицентра не превышающей 50 км и с магнитудой более 4.3. Эти нестационарные тепловые аномалии могут быть связаны с локальным "парниковым" эффектом, обусловленным интенсификацией дегазации литосферных газов (CH₄, CO₂) перед землетрясениями. Нестабильные тепловые аномалии могут рассматриваться как источники ВГВ [Шалимов, 1992; Gokhberg, 1994].

3) Нестационарный приток массы литосферных газов.

Одним из наиболее ярких проявлений активности среды перед землетрясениями является изменение динамики выхода литосферных газов,

что обусловлено высокой проницаемостью разломных зон сейсмически активных регионов [Войтов, 1994]. Вследствие увеличения плотности потока газа из подпочв в приземную атмосферу их содержание в приземной атмосфере над тектонически нарушенными структурами в среднем в несколько раз выше, чем над структурами без тектонических нарушений. В периоды подготовки тектонических землетрясений в приземной атмосфере создаются аномальные эффекты в виде сверхфоновых концентраций отдельных газов (преимущественно углеродистых: CO_2 , CH_4 и его гомологов [Войтов, 1994]).

Существенная особенность динамики выхода газов - нестационарность дегазации. Вариации выхода газа могут быть промодулированы деформационными процессами с характерными временами сейсмогравитационных пульсаций с периодами 1-3 ч [Линьков, 1989] и приливов. Так, например, существуют экспериментальные свидетельства периодических вариаций газовых концентраций радиогенных газов с периодами от 2 ч до нескольких дней в термальных водах. В частности, недавно обнаружена модуляция собственными колебаниями Земли поступления углеводородных газов из промежуточных ловушек в пластовые коллекторы тектонически сложно построенных нефтегазовых месторождений [О химической нестабильности, 1992]. В сейсмически активных регионах периодичность дегазации может осложняться выбросами непосредственно перед событием.

Таким образом, можно полагать, что существует, по меньшей мере, три механизма преимущественной генерации ВГВ в сейсмически активных регионах. Эти механизмы могут быть связаны с 1) "поршневым" движением земной коры, имеющей блоковую структуру; 2) нестабильными тепловыми аномалиями, вызванными выходом парниковых газов в атмосферу в разломных зонах земной коры; 3) нестационарным поступлением массы литосферных газов в атмосферу.

В работе [Гохберг, 2000] представлено сравнение эффективности механизмов генерации ВГВ которое показывает, что поток энергии при генерации ВГВ собственными колебаниями Земли - порядка $2 \cdot 10^{-3}$ эрг/см² с, а при генерации ВГВ притоком газов - $2 \cdot 10^{-1}$ эрг/см² с, что на два порядка эффективнее. Следовательно, можно заключить, что одним из возможных механизмов возникновения сейсмических возмущений в нижней ионосфере в моменты землетрясений и в периоды их подготовки является перенос энергии литосферного возмущения на ионосферные высоты через ВГВ, диссипирующие на высотах 80-100 км.

Широко рассматривается еще один возможный механизм представленный в работе [Единая концепция обнаружения, 2012], где описывается модель влияния литосферных процессов на ионосферу связанная с атмосферными или электромагнитными процессами. Установлено [Norpel, 1986], что основным источником ионизации в приповерхностном слое атмосферы является естественная радиоактивность Земли, при этом основной вклад в ионизацию вносит радон и его дочерние продукты. В результате распада радон испускает энергичные α -частицы (~ 5.8 МэВ). Учитывая, что потенциал ионизации атмосферных газов лежит в пределах 15-30 эВ, одна α -частица может породить порядка $5 \cdot 10^5$ ионэлектронных пар. Первичные ионы вступают в химические реакции, образуя новые соединения. Из-за высокой поляризации молекул водяного пара они присоединяются к вновь образованным ионам (реакция гидратации), что приводит к образованию более тяжелых ионов и ионных кластеров. К одному иону может присоединиться более 100 молекул воды [The physical nature, 2006]. Водная оболочка предохраняет ионы от рекомбинации благодаря высокому дипольному моменту. Известно [Беляев, 2001; King, 1996], что концентрация радона повышена в областях тектонической активности, в особенности вблизи активных тектонических разломов. При повышении уровня ионизации повышается химический потенциал (энергия связи) молекул воды, в результате чего ионы становятся

более стабильными и растет количество больших ионов. С точки зрения атмосферного электричества основным качеством тяжелых ионных кластеров является их малая подвижность, что приводит к резкому падению проводимости приземного слоя атмосферы, уменьшению вертикального тока хорошей погоды, и в результате, увеличению разности потенциалов между землей и ионосферой в глобальной электрической цепи. В ионосфере образуются локальные неоднородности повышенного электрического потенциала, и, соответственно, горизонтальные градиенты электрического поля, приводящие к образованию крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации и вариациям температуры плазмы [Пулинец, 2003]. Пространственные размеры неоднородностей определяются размером области подготовки землетрясения, связанным с магнитудой M землетрясения соотношением $R = 10^{0.43M}$ [Добровольский, 1991] электромагнитная гипотеза, предлагающая в качестве источника возмущений электромагнитные (электрические) поля, возбуждаемые у поверхности земли и затем проникающие (или индуцирующие поля) в ионосферу.

Так же в работе [Проблема многопараметрического анализа, 2012] представлена модель тепловых и атмосферных эффектов ионизации. Процесс гидратации ионов, образуемых в результате ионизации радоном, эквивалентен конденсации молекул воды на ионах, в результате чего выделяется скрытая теплота испарения $Q=40.683$ кДж/моль (при температуре кипения). Теплота на одну молекулу $U_0=Q/N_A=0.422$ эВ, где $N_A = 6.022 \cdot 10^{23}$ 1/моль (число Авогадро). Ионный кластер растет до некоторой m_{\max} . Количество выделенной энергии при этом будет равно: $w = m_{\max} \cdot U_0$. Если источник ионизации производит ионы со скоростью dN/dt , то тепло, выделяемое в атмосферу может быть выражено как $P_a = w \cdot dN/dt$. При этом атмосфера играет роль резервуара энергии, запасенной в водяном паре. Эксперименты показывают [Horrel, 1986], что коэффициент усиления этого процесса: количество выделенной энергии/количество энергии, затраченной на ионизацию превышает величину 10^8 . Процесс подготовки землетрясения

сопровождается повышением температуры воздуха и понижением влажности, а инфракрасные спектрометры, установленные на спутниках дистанционного зондирования, регистрируют крупномасштабные тепловые аномалии над областями подготовки землетрясений [Satellite thermal IR, 2006]. Это открывает новые возможности трассирования радоновой активности по данным спутников дистанционного зондирования.

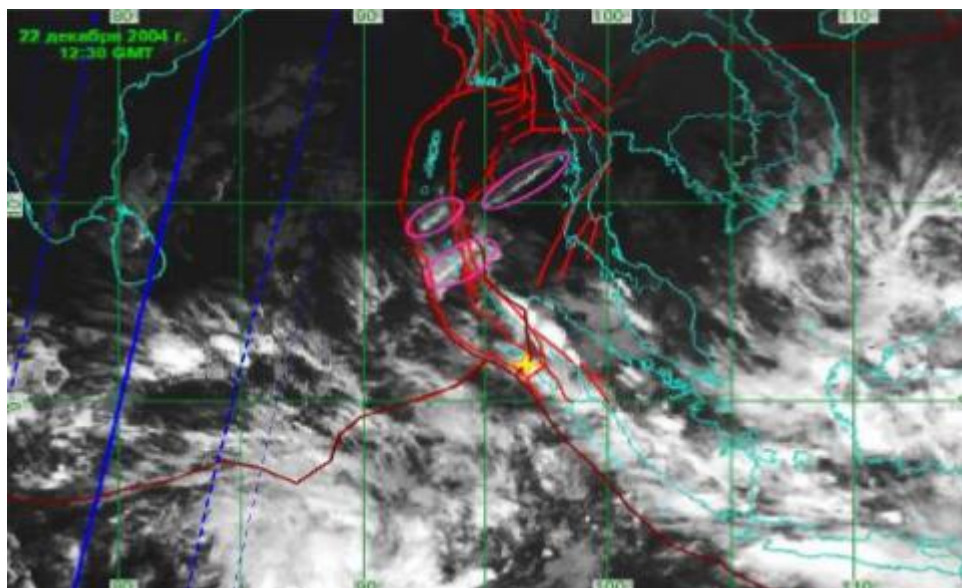


Рисунок 1.2 – Пример линейных облаков (обведено овалом) зарегистрированных 22 декабря 2004 г. [Doda, 2006]

Повышение приповерхностной температуры воздуха приводит к образованию восходящих конвективных потоков над областями активных тектонических разломов (рисунок 1.2). Вертикальные потоки теплового воздуха поднимают ионные кластеры на высоты образования облаков. В результате образуются линейные облачные структуры, фактически повторяющие форму разлома [Doda, 2006]. Фактически этот поток, несущий заряженные ионы, представляет собой плоский токовый слой. В результате воздействия силы Лоренца облака могут быть повернуты относительно разлома, являющегося их источником. Пример облаков такого типа,

зарегистрированных перед землетрясением на Суматре (М 9.0б 26.12.2004 г.) приведен на рисунке 2. Конвективный поток может служить дополнительным источником усиления аномального электрического поля над тектоническим разломом [Morozov, 2006; DC electric field, 2005].

На рисунок 1.3 представлена схема модели, из которой видно, что ее можно условно разделить на 2 ветви – атмосферную (тепловые эффекты) и ионосферную (электромагнитные эффекты), причем они взаимодействуют на разных уровнях. Примером такого взаимодействия может служить дополнительный механизм генерации аномального электрического поля за счет тепловой конвекции. Многообразие проявлений связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера позволяет измерять одновременно большое количество параметров атмосферы и ионосферной плазмы, причем целенаправленно, принимая во внимание оценки параметров, полученные в рамках развития модели.



Рисунок 1.3 – Схематическое представление комплексной модели связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера [Проблема многопараметрического анализа, 2012]

Возмущения в нижней ионосфере возникающие во время подготовки литосферных возмущений, проявляющиеся в изменении профиля электронной концентрации ионосферы, а также полного электронного содержания в целом, могут рассматриваться как возможные предвестники землетрясений. В тоже время, возмущения параметров ионосферы приводят к изменению условий распространения радиосигналов в волноводе «Земля-ионосфера», и, соответственно, к изменению параметров сигналов, что также может использоваться в качестве метода по поискам возможных предвестников литосферных возмущений [VLF-LF radio signals, 2004; Ionospheric effects of earthquakes, 2012].

1.3. Сейсмические возмущения в ионосфере по данным ионозондов

В начале 1980-х годов по результатам анализа наблюдений ионосферы на станциях вертикального зондирования в сейсмоактивных районах Средней Азии было высказано предположение, что критическая частота foF_2 , соответствующая плазменной частоте в максимуме слоя F, может оказаться достаточно чувствительной к процессу подготовки землетрясений [Гохберг, 1987, 1988; Липеровский, 1992; О возмущениях в ионосфере, 1989; О возможных эффектах, 1984; Исследование F-области ионосферы, 1990]. Эта идея требовала проверки и практического применения, учитывая наличие большого количества непрерывно действующих станций вертикального зондирования ионосферы, расположенных в различных точках нашей планеты, в том числе и в сейсмоактивных регионах.

Анализ результатов исследования поведения foF_2 в ночных условиях по нескольким станциям для ряда землетрясений порядка десятка с $M > 4.5$ [Исследование F-области ионосферы, 1990; Липеровский, 1992] показал о наличии эффекта повышения среднего ночного уровня foF_2 перед землетрясениями за несколько дней до события. В большинстве случаев в периоды подготовки землетрясений за 2-3 суток до момента толчка в

широкой области ионосферы ± 100 по широте и ± 1000 по долготе в ночных условиях в магнитоспокойное и умеренно возмущенное время происходит среднее увеличение f_oF_2 . С другой стороны, отмечается относительный минимум f_oF_2 над эпицентральной областью за одни сутки до события. Заметим, что в цитированных работах речь шла о землетрясениях в Средней Азии. Далее, увеличение f_oF_2 перед несколькими очень сильными землетрясениями было отмечено в работах [Гайворонская, 2005; Корсунова, 2005; О возмущениях в ионосфере, 1989]. Однако в ряде случаев предвестник литосферного возмущения не наблюдался. С другой стороны, в работах [Hobara, 2005; Ondoh, 2000; Rios, 2004; Ionospheric perturbations caused, 2004] отмечалось уменьшение критической частоты f_oF_2 перед несколькими очень сильными землетрясениями ($M > 6$). Статистические исследования уменьшения f_oF_2 в послеполуденные часы перед землетрясениями с $M > 5$ на Тайване были проведены в работе [Liu, 2006].

В работе [Статистический анализ возмущений, 2007] были исследованы ионосферные эффекты сильных землетрясений с магнитудами $M > 5$, расстояниями от станций вертикального зондирования до эпицентров $R < 500$ км, и глубиной очага $h < 70$ км в Японии – станция «Кокубунжи» (Токио) ($\varphi = 35.7^\circ$ с.ш., $\lambda = 139.5^\circ$ в.д., 1957-1990 гг.), и на Камчатке – станция «Петропавловск-Камчатский» ($\varphi = 53.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 158.7^\circ$ в.д., 1968-1995 гг.) на основе представленных в Интернете (<http://www.rl.ac.uk.wdcc1/data.html>) данных и показано, что уменьшение критической частоты f_oF_2 происходит в интервале 12.00-18.00 LT за 0-5 дней перед землетрясениями и может иногда достигать 25%.

Методика исследования заключается в измерениях критической частоты f_oF_2 . Однако в работе [Статистический анализ возмущений, 2007] показано, что наличие сезонных вариаций осложняют задачу поиска ионосферных откликов на литосферные возмущения. Для исследования сейсмоионосферных эффектов было выбрано дневное время с 11 до 16 ч LT, когда степень ионизации ионосферы максимальна, с одной стороны, а с

другой стороны, сильно ионизованные области расположены ближе к земной поверхности, чем в другое время суток. Усредненная за указанное выше дневное время частота f_0F2_{day} сложно зависит от сезона, имеет два максимума – весной и осенью, и два минимума – зимой и летом. Кроме того, в ходе f_0F2_{day} просматриваются вариации, связанные с 27-дневным солнечным циклом. Таким образом, выделение литосферно-ионосферных эффектов на фоне такого сезонного хода является сложной задачей. Чтобы исключить сезонную зависимость, из текущего значения f_0F2_{day} вычитается усредненное по 15 дням – (с -7 по +7) для каждого дня значение этой величины:

$$\Delta f(i) = f_0 F2_{\text{day}}(i) - f_0 F2_{15\text{days}}(i)$$
 [Статистический анализ возмущений, 2007].

Авторами [Статистический анализ возмущений, 2007] отмечено, что короткий интервал усреднения был выбран для уменьшения влияния 27-дневного солнечного цикла. После получения разницы текущего и сезонного значения авторы отбрасывают отклонения, по абсолютной величине большие 2 МГц. Число таких отклонений составляет порядка 1% всего массива данных. Их большая часть связана с сильными геомагнитными и солнечными возмущениями, есть всплески, вызванные непонятными причинами. Авторы избавляются от них, чтобы для каждого дня точнее определить среднеквадратичное отклонение $\Delta f(i)$ по 15 дням. Далее $\Delta f(i)$ нормируется на её же среднеквадратичное отклонение. В результате получается, что каждый день анализируемого интервала характеризуется значением нормированной функции:

$$F(i) = \Delta f(i) / \sigma(\Delta f(i)).$$

Ионосферные эффекты землетрясений авторам работы [Исследование F-области ионосферы, 1990] приходилось искать на фоне солнечных и геомагнитных возмущений, поэтому при исследовании эффектов землетрясений, ими рассматривались только те сутки, при которых солнечные и геомагнитные возмущения были не слишком большие.

Исключались из рассмотрения дни с числами Вольфа $W > 100$. Как известно, ионосферные возмущения могут продолжаться сутки после сильных геомагнитных возмущений, поэтому исключались дни, когда $\Sigma Kp > 30$, и следующие сутки [Статистический анализ возмущений, 2007].

При анализе сначала рассматривались землетрясения с магнитудами $M > 5.5$, расстояниями от эпицентра до станции $R < 500$ км и глубинами очага $h < 70$ км. Для выделения ионосферных эффектов проводилась процедура наложения эпох для F по интервалу времени $(-15, +15)$ суток по данным каждой станции, и для каждой станции вертикального зондирования получаем функцию F .

Для землетрясений в окрестности «Токио» (Рисунок 1.4 (а)) наблюдается увеличение F (жирная линия) на $(-6) - (-2)$ дни, причем в дни $(-4, 3)$ величина F превышает 95% доверительный интервал (штриховая линия). Сплошная тонкая линия – среднее значение F . Для событий в окрестности «Токио» уменьшение F после землетрясений тоже значимо. При наложении эпох данные для каждого дня имелись в среднем для 67 событий. Для землетрясений в окрестности «Петропавловска-Камчатского» (рисунок 1.4 (б)) наблюдается увеличение F для на $(-5) - (-3)$ дней. При этом в дни $(-4, -3)$ F превышает 95% доверительный интервал. При наложении эпох данные для каждого дня имелись в среднем для 24 событий.

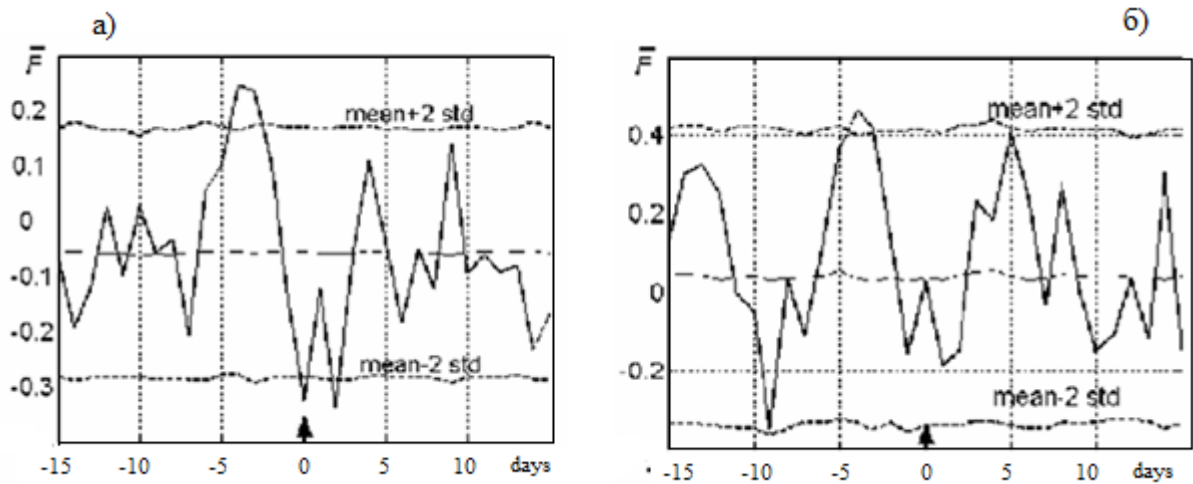


Рисунок 1.4 – Результаты наложения эпох по данным станции «Токио» для 67 землетрясений и «Петропавловск-Камчатский» для 24 землетрясений, $M > 5.5$, $R < 500$ км, $h < 70$ км [Липеровский, 2007]

В работе [Липеровский, 2007] рассмотрено влияние землетрясений с магнитудами от 5.0 до 5.5, при $R < 500$ км. Оказалось, что времена наблюдения максимального увеличения F различаются для «Токио» и «Петропавловска - Камчатского» (рисунок 1.5). Для землетрясений $5.0 < M \leq 5.5$ в окрестности «Токио» наблюдается значимый эффект увеличения F за 5 дней до землетрясения. Для таких землетрясений в окрестности «Петропавловска - Камчатского» увеличение F наблюдается на (-2) день, но оно незначимое, однако следует отметить, что число таких землетрясений невелико. Уменьшение F после события статистически незначимо на 95% уровне значимости. Таким образом, показано, что наблюдается увеличение f_oF_2 за 3-5 суток до землетрясений с $M > 5.0$. Для землетрясений с $M > 5.5$ также просматривается уменьшение за день-два до события.

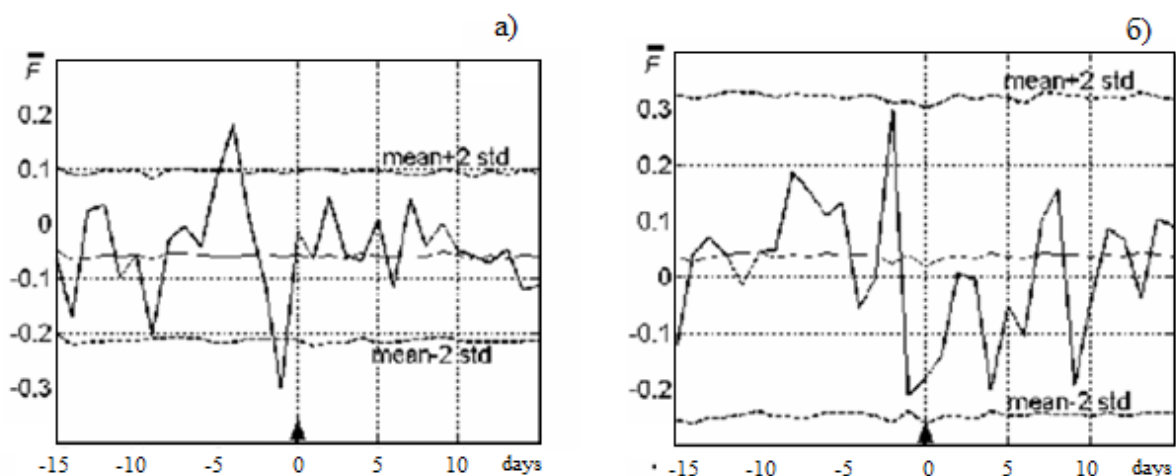


Рисунок 1.5 – Результат наложения эпох по данным станции «Токио» (а) для 129 землетрясений и «Петропавловск-Камчатский» (б) для 44 землетрясений, $5.0 < M \leq 5.5$, $R < 500$ км, $h < 70$ км [Липеровский, 2007]

За 3-6 суток до землетрясений с $M > 5.5$ в среднем наблюдается заметное увеличение f_oF_2 , а затем имеется тенденция к уменьшению этого параметра к моменту землетрясения. Для землетрясений с магнитудами $5.0 < M \leq 5.5$ также наблюдается сначала увеличение f_oF_2 , а затем уменьшение к моменту землетрясения, но характерные времена увеличения f_oF_2 меньше. Эти результаты требуют усложненную интерпретацию эффектов.

По данным наблюдений вертикального зондирования было получено [Anomalous characteristics of the middle, 1989; Silina, 2001; Liperovsky, 2005; On Es-spread effects, 2006], что ионосферная турбулентность изменяется в связи с процессами подготовки землетрясений. Исследование мелкомасштабной турбуликации, в Es слое (коэффициент полупрозрачности Es-слоя), показало её интенсификацию в часы восхода и заката Солнца за 1-3 суток до землетрясений с $M > 5$ (рисунок 1.6) [Статистический анализ возмущений, 2007].

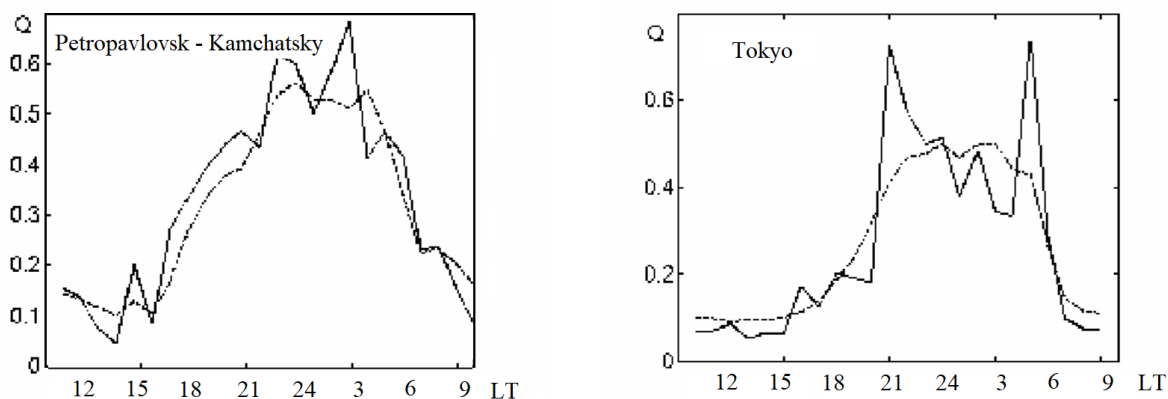


Рисунок 1.6 – Результаты наложения эпох для коэффициента полупрозрачности Q . Сплошная линия – «сейсмоактивные» (-2,-1,0) дни, пунктир – фоновые дни [Статистический анализ возмущений, 2007]

Проведено исследование крупномасштабной турбулизации (E_s -рассеяние) [Статистический анализ возмущений, 2007], показало увеличение числа наблюдений E_s -рассеяния пред полуночные часы (с 22 до 24 LT) за 1-3 суток перед землетрясениями с $M > 4$ (рисунок 1.7).

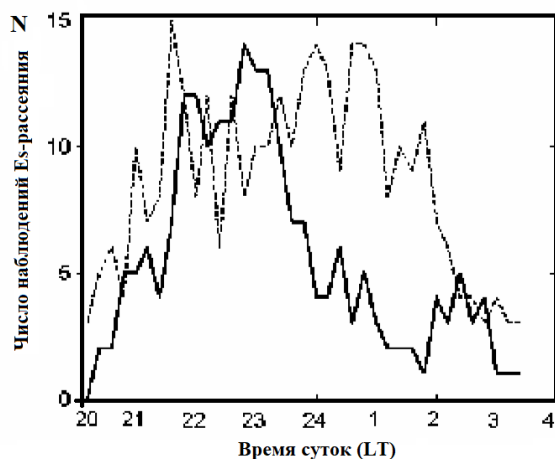


Рисунок 1.7 – Число наблюдений E_s -рассеяния в зависимости от локального времени для «сейсмоактивных» суток (сплошная линия), и «фоновых» суток (штриховая линия) [Статистический анализ возмущений, 2007]

Все рассмотренные землетрясения были неглубокими, т.е. $h < 40$ км, и находились на расстояниях R меньших, чем радиус области подготовки по Добровольскому $R_{\text{Добр}} \sim \exp(M)$ плюс 100 км.

Таким образом, вероятность наблюдения Es-рассеяния сильнее зависит от температуры, чем коэффициент полупрозрачности Es-слоя; на Es-рассеяние влияют даже слабые землетрясения ($M > 4$), а на коэффициент полупрозрачности – только более сильные, с $M > 5$.

Представленный метод исследования ионосферных аномалий с помощью данных, получаемых со станций вертикального зондирования, подтверждает наличие вариации параметров ионосферы над эпицентрами литосферных возмущений.

1.4. Эффекты землетрясений в ОНЧ радиосигналах

Одним из направлений по дистанционному мониторингу за параметрами нижней ионосферы, являются анализ вариаций параметров ОНЧ сигналов. Одним из свойств ОНЧ электромагнитных сигналов является, то что сигналы распространяются в волноводе «Земля-ионосфера». При возникновении ионосферной аномалии над эпицентром землетрясения, сигналы, распространяющиеся в волноводе, изменяют свои параметры, в следствие отражения от возмущенной ионосферы. Зарегистрированные вариации параметров электромагнитных сигналов могут свидетельствовать о изменениях свойств ионосферы протекающих под воздействием литосферных процессов.

1.4.1. Эффекты землетрясений в сигналах ОНЧ/НЧ радиостанций

В настоящее время по-прежнему широко используются радиосигналы в ОНЧ/НЧ диапазоне, наблюдения за которыми могут быть привлечены для мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере.

Электромагнитная энергия, излучаемая передатчиками в ОНЧ/НЧ диапазоне, распространяется в волноводе земля-ионосфера, отражаясь от Земли и от ионосферной D-области днем и от E-области ночью. Область D относится к наиболее трудно изучаемой области ионосферы, так как высоты этой области (порядка 70-90 км) слишком высоки для воздушных шаров и концентрация электронов слишком низка для вертикального наземного и спутникового радиозондирования. Один из возможных методов исследования данной области ионосферы - это дистанционное зондирование с помощью ОНЧ сигналов (с помощью дистанционно разнесенной пары передатчик-приемник) [Middle latitude LF, 2004; Mullayarov, 2007]. Именно этот метод может быть использован для дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере. Любые изменения параметров в D-области под воздействием литосферных процессов приводят к изменению условий распространения для ОНЧ сигналов и, следовательно, проявляются в вариациях их амплитуды и фазы. Вместе с тем ионосфера подвержена воздействию многих факторов, приводящих к изменению ее параметров, - это солнечные вспышки, геомагнитные бури, "прямое" и косвенное (высыпания частиц из магнитосферы) воздействие молниевых разрядов [Detection efficiency of the VLF, 2006].

Можно считать, что история по дистанционному мониторингу возмущений ионосферы над сейсмоактивными регионами с помощью ОНЧ радиосигналов начинается с конца 80-х годов XIX века. Одни из первых результатов исследований эффектов землетрясений с помощью низкочастотных радиосигналов были описаны в работах Гохберга [Study of seismic influence, 1989] и Гуфельда [Radiowave disturbances in period, 1992]. В данных работах для поиска сейсмо-ионосферных эффектов в районе Кавказа использовались ОНЧ сигналы, распространяющиеся на большие расстояния от Реюньона, Африка (система Омега) до Омска. В частности, в ходе эксперимента была зарегистрирована аномалия в указанных сигналах перед Спитакским землетрясением.

Наиболее убедительный результат по сейсмо-ионосферным возмущениям был опубликован в работе Хаякавы [Hayakawa, 1996], где были рассмотрены эффекты землетрясения в Кобе, Япония в 1995 году. На рисунке 1.8 (а) показаны трасса распространения сигнала, передатчик, приемный пункт и первая зона Френеля. На рисунке 1.8 (б) приведен суточный ход фазы сигнала до и после землетрясения. Были зарегистрированы сдвиги утреннего (ТМ) и вечернего (ТЕ) терминаторов по времени до литосферного возмущения. Время утреннего терминатора сдвигается на более ранние часы, время вечернего терминатора смещается на более поздние часы. Расчеты указывают на изменение высоты волновода и параметров ионосферы [Molchanov, 1998; Maekawa, 2006; Subionospheric VLF/LF monitoring 2007].

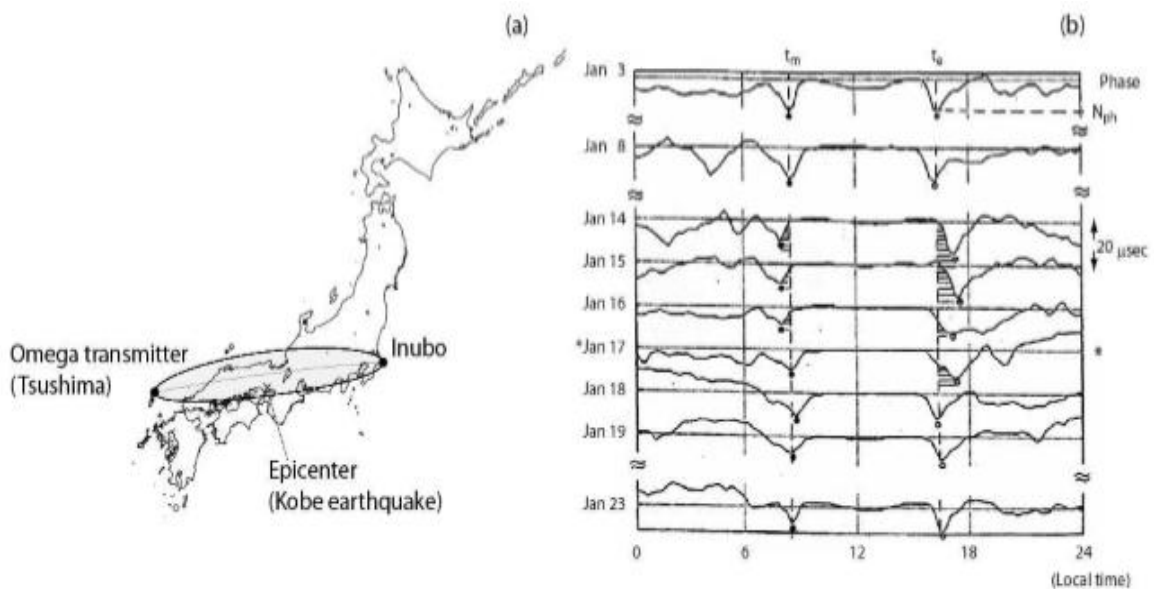


Рисунок 1.8. – (а) Расположение ОНЧ передатчика (Омега), обсерватории Inubo и эпицентра землетрясения (х), также показана первая зона Френеля; (б) последовательный суточный ход фазы сигнала. Изменения происходят в моменты ТМ (утреннего терминатора) и ТЕ (вечернего терминатора). Заштрихованные области показывают отличия от среднемесячного значения [Molchanov, 1998]

Результаты подобных исследований ионосферных возмущений над сейсмоактивными регионами, проведенные на протяжении 13 лет, описаны в работе [Molchanov, 1998]. Были зарегистрированы эффекты 11 землетрясений с магнитудами более 6, располагающихся в первой зоне Френеля на трассе распространения сигнала от передатчика Омега до приемного пункта обсерватории Inubo.

Проведенный анализ эффектов землетрясений в радиосигналах позволил получить особенности проявления землетрясений, в зависимости от сейсмических параметров (магнитуда, глубина очага, место расположения очагов). Выявлено, что мелкофокусные (глубина очага не более 30 км) землетрясения с магнитудой более 6 проявляются в виде временного сдвига терминатора, также, как и в примере землетрясения в Кобе (рисунок 1.6 б). Более глубокие литосферные возмущения (с глубиной очага от 30 до 100 км) также сопровождаются временным сдвигом терминатора. В то же время, ионосферных эффектов от рассмотренных в данной работе [Molchanov, 1998] глубокофокусных (очаг на глубинах больше 100 км) землетрясений не было обнаружено.

Результаты указывают на существование относительно высокой вероятности, порядка 70-80%, регистрации ионосферных аномалий, возникающих над землетрясениями, магнитуда которых больше 6 (с локализацией эпицентра в первой зоне Френеля). На основе полученных положительных результатов по поискам эффектов и предвестников землетрясений Японским правительством было решено организовать проект "Earthquake Remote Sensing Frontier Project", основной задачей которого был дистанционный мониторинг за параметрами ионосферы с помощью ОНЧ/НЧ сигналов для краткосрочного прогноза землетрясений. В течение пяти лет с 1997 по 2001 гг. ввелся мониторинг за ионосферой над сейсмоактивными регионами в режиме реального времени с помощью семи станций (рисунок 1.9) [Hayakawa, 2004].

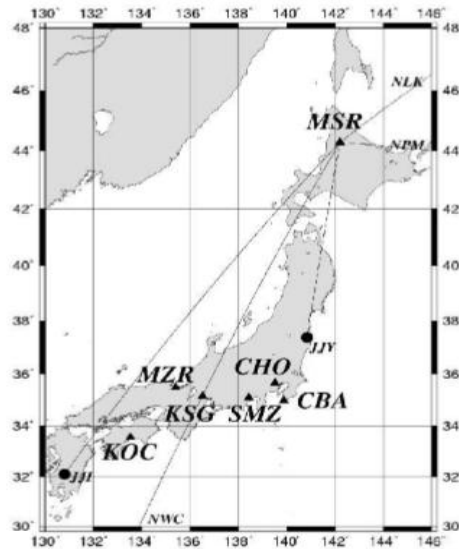


Рисунок 1.9 – Расположение ОНЧ/НЧ передатчиков Moshiri (сокращенно MSR), Chofu (CHO), Chiba (CBA), Shimizu (SMZ), Kasugai (KSG), Maizuru (MZR), Kochi (KOC) и приемника (MSR) [Найакawa, 2004]

Использовались передатчики, расположенные и в других странах: на Камчатке [Middle latitude LF, 2004], в Тайване, Италии и др. [VLF-LF radio signals, 2004]. Большой цикл исследований сейсмических возмущений в нижней ионосфере с использованием ОНЧ/НЧ сети передатчиков выполнен в Южной Европе (Италия, Греция) [Найакawa, 2002].

Так как параметры сигнала в источнике известны, то данная методика обладает достаточно высокой чувствительностью обнаружения возмущений в ионосфере. При развитой сети передатчиков возможна локализация области возмущения до сотен километров. Считается, например, что ОНЧ/НЧ сеть передатчиков и приемников, использованная в работах [Найакawa, 2004] может позволить обнаружить возмущение в ионосфере с точностью до 100 км. Вместе с тем, не во всех регионах имеется необходимая разветвленная сеть передатчиков и поэтому далеко не для всех необходимых направлений возможен мониторинг сейсмо-ионосферных возмущений [Черный, 1972].

В отмеченных выше работах рассматриваются, в основном, землетрясения с магнитудами более 5 и глубиной очага, не превышающей 50 км. Это связано с малым влиянием "слабых" землетрясений на параметры нижней ионосферы и менее опасными последствиями для населения. Тем не менее, отметим работу [Поддельский, 1998], в которой рассмотрены землетрясения с глубинами, превышающие глубины коровых сейсмических возмущений. В данной работе рассмотрены проявления землетрясений в СДВ сигналах в зависимости от протяженности радиотрасс. Проведен анализ флуктуаций сигналов СДВ радиостанций на частоте 10.2 кГц на различных трассах распространения. На основе измерений, проведенных в п. Стекольный Магаданской области (60° N, 151° E) и показывающих стабильность (от года к году) суточных вариаций фазы и амплитуды на трассах в спокойных условиях, было установлено, что измерения фазы и амплитуды СДВ – радиосигналов являются чувствительным инструментом для геофизических и метеорологических исследований и дают возможность обнаружения сильных тропосферных и ионосферных возмущений вдоль трассы зондирования. Расположение радиотрасс представлено на рисунке 1.10. Обнаружено, что на коротких трассах (Япония – Стекольный) за несколько дней до начала землетрясения наблюдаются фазовые и амплитудные аномалии СДВ, которые проявляются в нарушении регулярного суточного хода в области терминатора. На протяженных трассах (Гавайи – Стекольный, Австралия – Стекольный), проходящих через сейсмоактивные районы, также в течение нескольких дней до начала большинства землетрясений наблюдались фазовые аномалии в ночное время. Воздействие землетрясения проявляется обычно сначала на основном (через зону землетрясений), а затем на смежных направлениях и носит долговременный (более суток) характер [Поддельский, 1998].

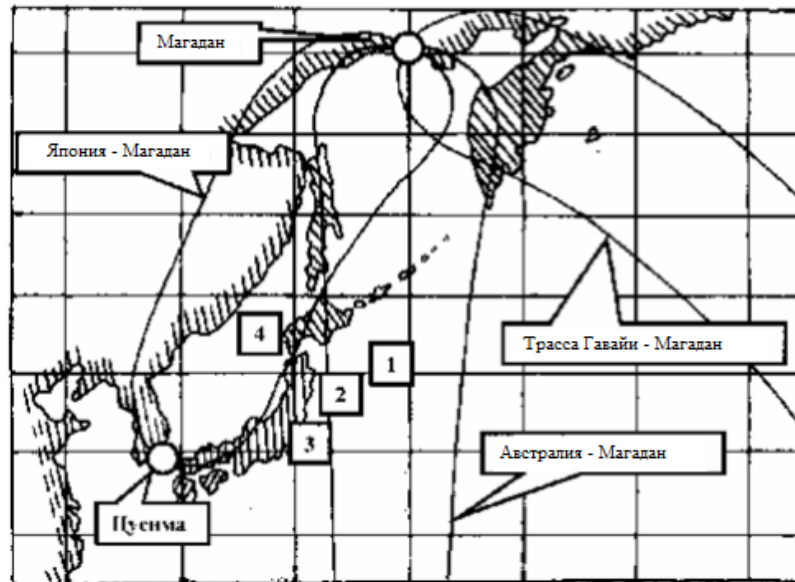


Рисунок 1.10 – Схема расположения радиотрасс и некоторые рассматриваемые сейсмические события, 1 – с 28.12.1994 г. по 02.01.1995 г.; 2 – 09.01.1995 г.; 3 – 16.08.1994 г.; 4 – 28.02.1995 г. [Поддельский, 1998]

При этом на трассах, удаленных от основной, землетрясения никакого влияния на сигналы не оказывают [Poddelsky, 2001]. Также исследовалось распространение сигналов на разных (надводных и смешанных, длинных и коротких) трассах. Корреляционный анализ большого массива данных соответствующих трасс, показал отчетливую реакцию фазы, предвещающую последующие крупные землетрясения ($M > 6$) на Сахалине, Курилах и в Японии. Для коровых землетрясений при различных магнитудах и расстояниях от эпицентров до оси трассы распространения фазовые возмущения предшествовали событиям за 2 – 5 суток, в то время как для глубоководных, при тех же условиях, не наблюдалось корреляции между землетрясениями и возмущениями фазы (или она была мала). При рассмотрении сейсмических событий и статистическом анализе вариаций СДВ поля для коротких радиотрасс получен вывод о меньшей (в сравнении с длинной трассой) реакции фазы СДВ в случае коровых землетрясений и ее

случае же глубокофокусных землетрясений не отмечено однозначной связи между событиями и возмущениями фазы СДВ сигнала. Если считать, что данная связь имеется, то ее влияние существенно слабее по сравнению с мелкофокусными (коровыми) землетрясениями [Поддельский, 2004].

В данном параграфе рассмотрены исследования сейсмоионосферных возмущений по сигналам радиостанций - по изменениям амплитуды и фазы сигналов на трассах распространения в волноводе «Земля-ионосфера», проходящих над областями активизации литосферными процессами.

1.4.2. Эффекты землетрясений в сигналах ОНЧ грозового электромагнитного излучения

Отмечено, что к числу возможных инструментов отслеживания сейсмической активности можно отнести наблюдения возмущений нижней ионосферы, обусловленных воздействием литосферных процессов, по низкочастотным радиосигналам. Изменение профиля электронной концентрации и высоты нижней ионосферы в период возмущений должно проявляться в вариациях амплитуды и фазы сигналов, распространяющихся по трассам, проходящим над эпицентрами землетрясений. В достаточно большом числе работ показано, что вариации фазы низкочастотных радиостанций, наблюдающихся за несколько дней до землетрясений, могут быть использованы в качестве предвестников [Shvets, 2002; Hayakawa, 1996; Seismo-electromagnetic phenomenon, 2004; Study of seismic influence, 1989]. Однако, далеко не для всех сейсмически-активных областей можно "набрать" необходимое количество радиотрасс. В представленной нами методике, в качестве одного из информативных предвестников, проявляющихся в возмущениях параметров нижней ионосферы, предложены мониторинговые измерения характеристик электромагнитного излучения грозовых разрядов - атмосфериков [Mullayarov; 2007].

На рисунке 1.12 показаны сезонные изменения в распределении гроз на Земле по данным спутниковых наблюдений числа грозовых разрядов прибора OTD (NASA) (США) в 1995-1999 гг. [<http://thunder.msfc.nasa.gov/otd>]. Мировые грозовые очаги расположены в экваториальной части Африки, Центральной Америки и экваториальной части Азии, кроме того грозовая активность наблюдается практически по всему земному шару, что позволяет проводить дистанционный мониторинг за возмущениями в ионосфере, используя электромагнитные сигналы от грозовых разрядов.

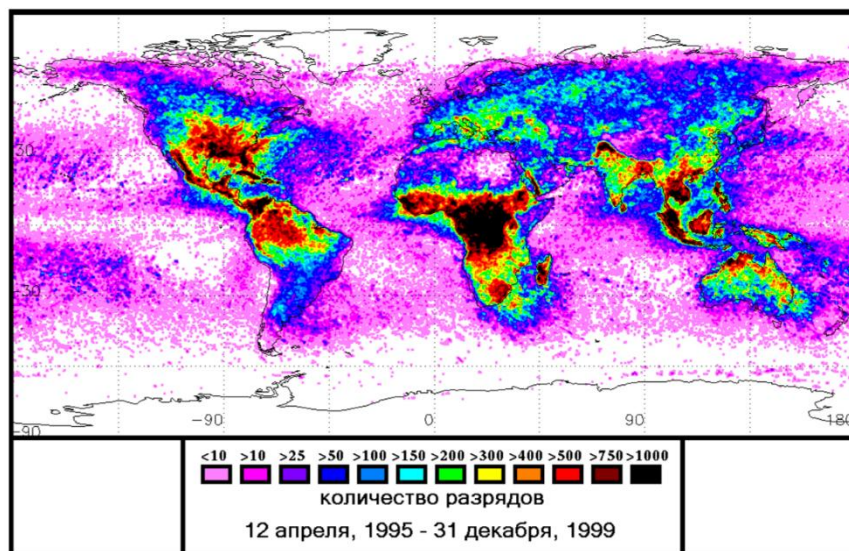


Рисунок 1.12 – Карта распределения грозовых разрядов на Земле по данным прибора OTD (NASA) (США) [<http://thunder.msfc.nasa.gov/otd>]

В работах [Поддельский, 2004; Науакава, 2004] показано, что несмотря на нестационарность потока атмосфериков в вариациях их средней амплитуды регистрируются эффекты, которые могут быть связаны с последующими землетрясениями.

Измерения атмосфериков для целей выявления эффектов, обусловленных сейсмической активностью, проводятся в Якутске в зимнее время с помощью однопунктового гроzapеленгатора дальномера [Проблема

многопараметрического анализа, 2012], в летнее время гроzapеленгатор используется для регистрации ближней грозовой активности. Пеленгация грозового разряда осуществляется с помощью трех антенн, принимающих вертикальную электрическую и две горизонтальные магнитные составляющие электромагнитного поля. Усиленный приемными трактами сигнал в диапазоне 0.5–15 кГц оцифровывается с помощью АЦП и вводится в персональный компьютер. Направление на грозовые разряды определяется по отношению среднеквадратичных значений сигналов, поступающих с магнитных антенн. Неоднозначность пеленга устраняется путем сопоставления знаков взаимной корреляции электрической и магнитной компонент сигнала атмосферика. Максимальная стандартная ошибка измерения пеленга составляет $\sim 2.5^\circ$. Для грубой оценки расстояния до дальнего грозового разряда используется временная форма сигнала – количество положительных и отрицательных полупериодов электрической компоненты, превосходящих уровень, равный 0.1 максимальной величины сигнала. Коэффициент дальности определяется перерасчетом летних пороговых значений в зимние и уточняется сопоставлением с данными спутниковой системы регистрации грозовых разрядов LIS и распределенной наземной сети WWLLN [<http://thunder.msfc.nasa.gov>, <http://wwlln.net/>].

Основной анализируемый параметр - это средняя за час амплитуда атмосфериков, принимаемых в Якутске с определенных направлений. Методика определения средней амплитуды заключалась в следующем. Как известно, изменений в амплитуде сигналов следует ожидать, если область возмущений на трассе их распространения будет располагаться в эллипсоидах первых зон Френеля. Поэтому для анализа отбираются те атмосферики, трассы которых находятся в пределах указанных зон, центрированных по азимуту на эпицентр землетрясения. Рассчитывается средняя амплитуда для атмосфериков, чьи источники сигналов - грозовые разряды, располагаются за эпицентром. При этом источники приводятся к одному расстоянию (расстояние до эпицентра), принимая в первом

приближении обратно-пропорциональную зависимость амплитуды от расстояния. Более подробно методика регистрации атмосфериков и выделения эффектов литосферных возмущения описана во второй главе.

1.5. Исследования литосферно-ионосферной связи с помощью спутниковых систем

Одним из направлений по прогнозу предвестников литосферных возмущений является использование спутниковых наблюдений [Липеровский, 1992]. Один из вариантов такого использования основан на изучении ионосферных эффектов землетрясений [Ким, 1994]. Как было показано в [Hayakawa, 2004; Ionospheric effects of earthquakes; Middle latitude LF, 2004] радиотехнические системы позволяют обнаружить ионосферные аномалии над эпицентрами готовящихся землетрясений. Однако при этом не всегда удается точно определить координаты будущего литосферного возмущения. Частичное решение этой проблемы возможно с помощью глобальных навигационных спутниковых систем GPS (США) и ГЛОНАСС (Россия) [Дмитриева, 1992], спутниковая сеть которых, покрывает всю поверхность планеты. Наличие данных систем и возможность использования навигационных радиотехнических измерений для определения некоторых параметров ионосферы, позволяет уже сейчас осуществлять спутниковый мониторинг сейсмической активности, основанный на ионосферных эффектах. В тех регионах, где имеется густая сеть наземных навигационных станций слежения, возможно осуществлять длительные наблюдения за состоянием ионосферы и, следовательно, выявлять ионосферные эффекты землетрясений [Смирнов, 2001] и их предвестников.

Анализ критических частот слоя F2, проведенный в [Ким, 1994], позволил сделать вывод, что в широкой области ионосферы в период подготовки землетрясений происходит общее увеличение электронной концентрации в слое за 2-3 суток до момента сейсмического толчка, а за

сутки до начала землетрясения отмечается относительный минимум электронной концентрации над эпицентральной областью. Возмущения в слое F2 характеризуются, как правило, изменениями критических частот (максимума электронной концентрации) и высоты максимума слоя. Они могут быть весьма значительными и приводить к перераспределению пространственно-временной структуры ионосферы.

Применение глобальных навигационных спутниковых систем совместно с методами решения обратных задач позволяют изучать временные и пространственные закономерности, происходящие в ионосфере Земли [Смирнов, 2001], и, тем самым, выявлять сейсмо-ионосферные возмущения.

Конфигурации навигационных спутниковых систем ГЛОНАСС и GPS приспособлены для проведения непрерывных и длительных наблюдений за параметрами ионосферы. Все спутники системы GPS находятся на круговых орбитах на высоте около 20183 км. Высота орбиты выбрана так, что период обращения спутника равняется половине синхронного, т.е. 11 час 57 мин 58,3 сек. Такой выбор орбиты приводит к ежедневному повторению траектории спутника относительно земной поверхности или, другими словами, период обращения получается таким, что каждый спутник проходит над одной и той же точкой земной поверхности через 23 ч 55 мин 56,6 сек, т.е. через звездные сутки [Медведев, 1992].

Результаты исследования ионосферного отклика ионосферы от литосферного возмущения с помощью методики радиопросвечивания спутниковыми системами были представлены в работе [Смирнов, 2001]. Авторам удалось выявить аномалию в суточном ходе профиля электронной концентрации F2 слоя ионосферы за день до землетрясения в Турции 17 августа 1999 г. Это литосферное возмущение первоначально было оценено в 6.7 балла, но позднее сейсмологи признали, что в эпицентре сила толчка составила 7.7 балла. Траектории подионосферных точек для 5 спутников, наблюдаемых в период прохождения землетрясения, представлены на

рисунке 1.13. Эпицентр землетрясения находился в районе с координатами 40.70° N, 29.99° E. Центр наблюдения за спутниками находился в Анкаре (координаты - 39.89° N, 32.76° E) и был удален от эпицентра землетрясения на расстояние до 400 км.

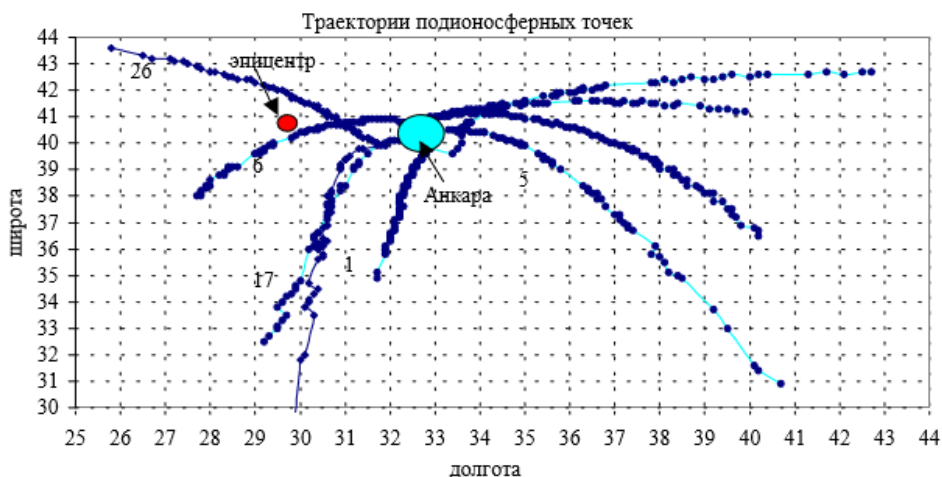


Рисунок 1.13 – Траектории подионосферных точек для 5 спутников в период прохождения землетрясения [Смирнов, 2001]

На рисунке 1.13 видно, что траектории подионосферных точек для спутников №26 и №6 пролегли практически над эпицентром землетрясения. Сигнал со спутника №6 наблюдался с 0 до 5 часов по UT в период возникновения землетрясения, а со спутника №26 - в дневное время с 18 до 22 часов по шкале UT. Землетрясение произошло 17 августа в 1 час 39 мин 48 сек. Координаты подионосферных точек определялись для проекции точки пересечения луча зрения ИСЗ-приемник с ионосферой на высоте максимума. Высота максимума F2 слоя ионосферы вычислялись из решения обратной задачи радиопросвечивания. В качестве примера, на рисунке 1.14 представлены высотные профили электронной концентрации ионосферы, полученные из решения обратной задачи радиопросвечивания по наблюдениям за спутником №6 в период 14-17 августа. На рисунке 1.14 видно изменение максимума F2 слоя ионосферы, обусловленное как

суточным ходом ионосферы, так и влиянием землетрясения на состояние ионосферы.

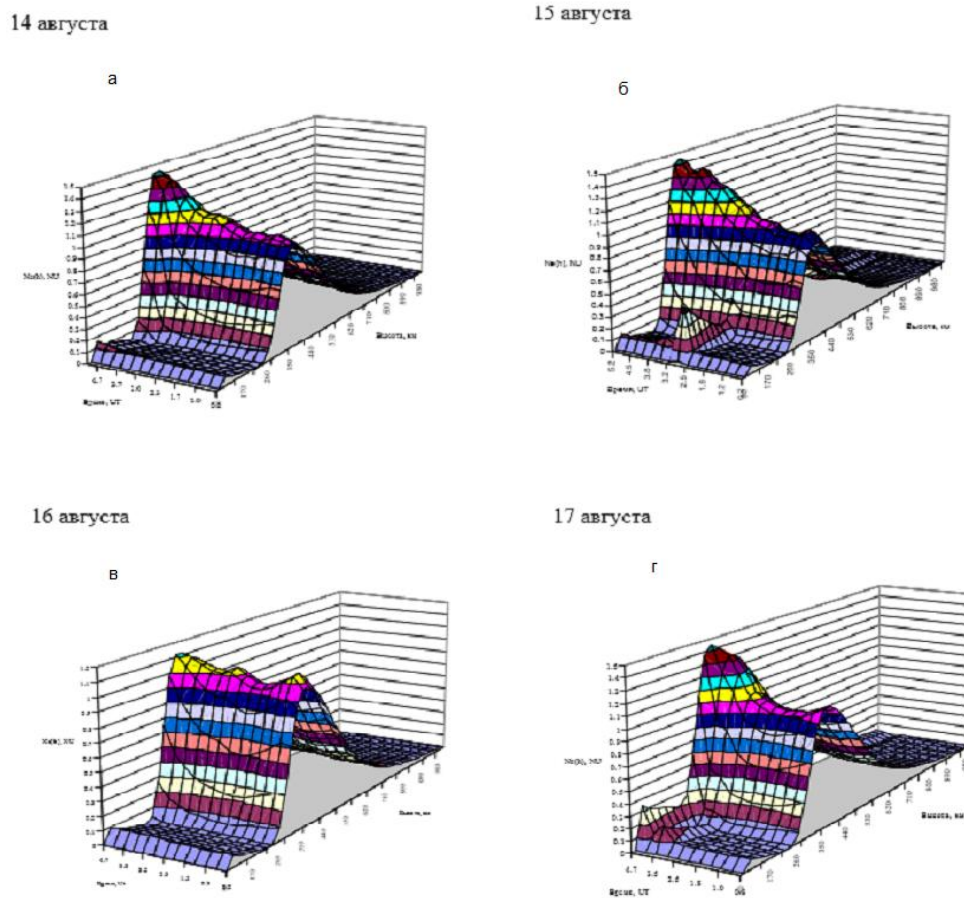


Рисунок 1.14 – Профили электронной концентрации, полученные по данным спутника №6 в период землетрясения в Турции 14-17 августа 1999 г. [Смирнов, 2001]

В работе [Смирнов, 2001] представлена электронная концентрация также для высоты 100 км на всех рассматриваемых спутниках. На рисунке 1.15 показаны вариации параметров ионосферы по спутнику №6. Его прохождение наблюдалось в период землетрясения, и "трасса" проекций его подионосферных точек проходила вблизи эпицентра землетрясения. Для остальных спутников изменение параметров ионосферы имеет схожий

характер, и величина эффекта землетрясения проявляется в зависимости от дальности облета от эпицентра.

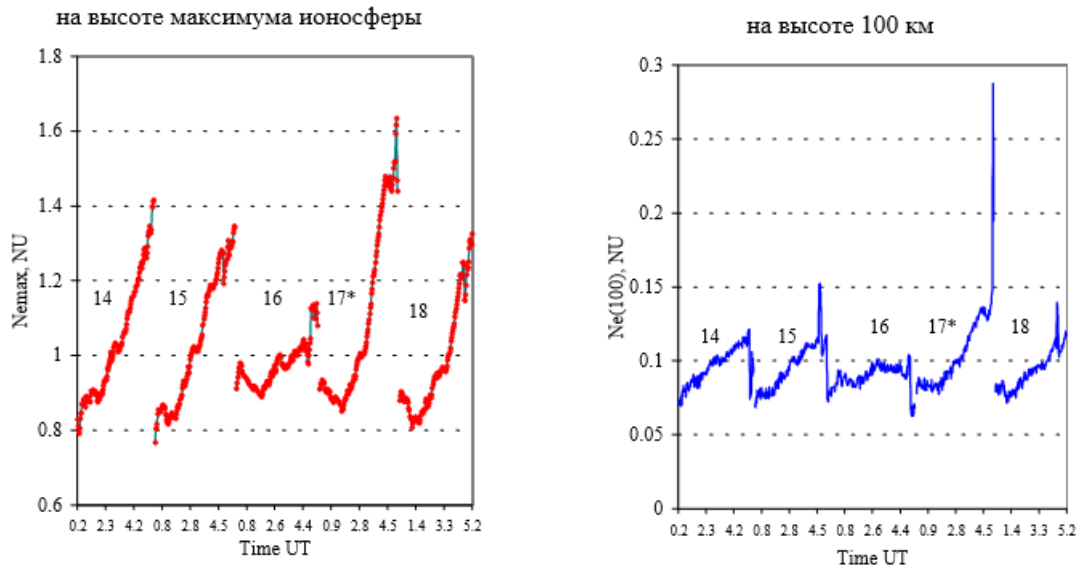
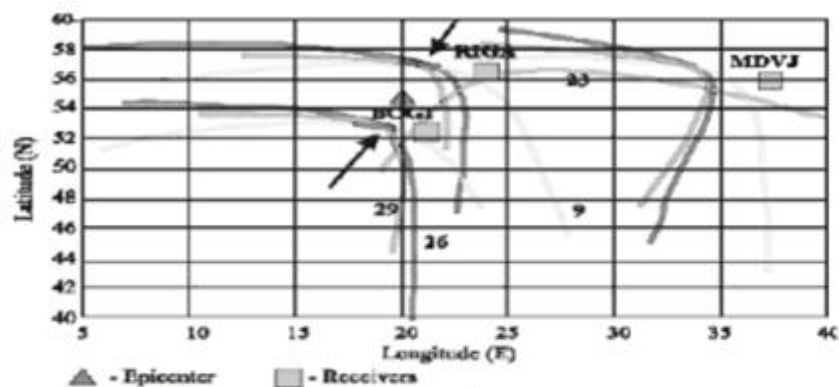


Рисунок 1.15 – Поведение ионосферы в период землетрясения по данным спутника №6 [Смирнов, 2001]

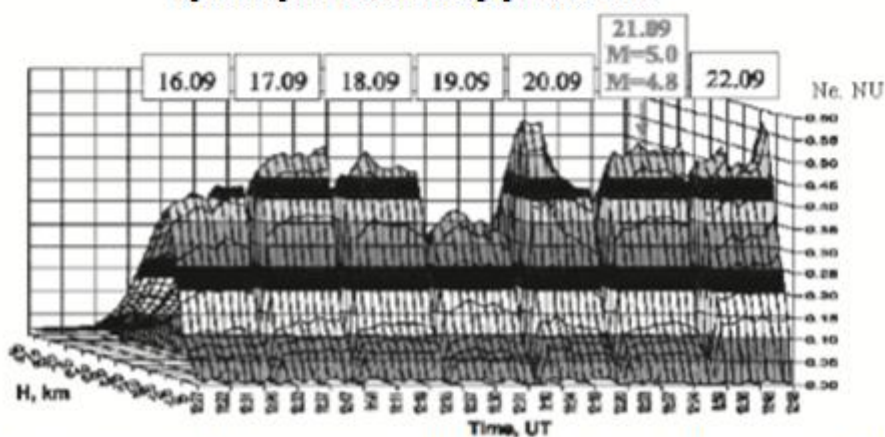
Анализ состояния ионосферы в период литосферного возмущения в Турции показал, что минимум электронной концентрации наблюдался ровно за сутки до произошедшего в этом месте землетрясения. Данный факт может быть использован для целей краткосрочного прогнозирования, однако для получения надежных выводов необходимо набрать статистику по навигационным данным и состоянию ионосферы в период возникновения других землетрясений.

Аналогичная методика дистанционного мониторинга сейсмоионосферных возмущений применялась в работе [Богдур, 2006], где представлены результаты анализа вариаций параметров ионосферы по спутниковым сигналам перед землетрясениями 21.09.2004 г. на Курильских островах и в районе г. Калининград (рисунок 1.16).

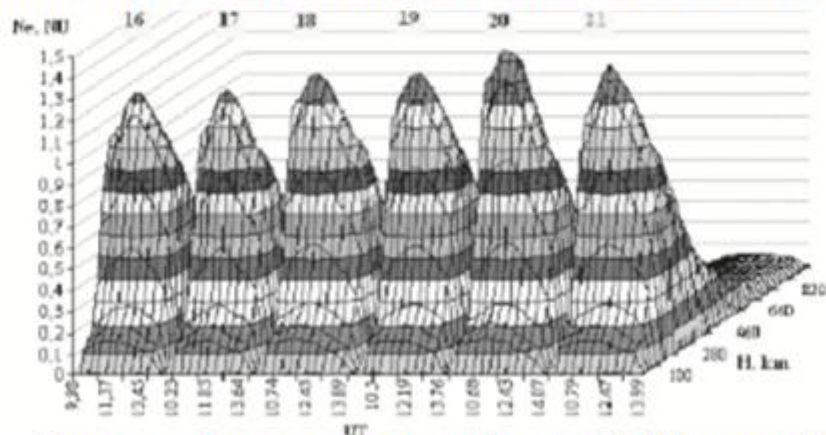
В случае землетрясения в районе г. Калининград использованы радиосигналы спутников GPS, зарегистрированные с помощью двухчастотных геодезических приемников, расположенных в Латвии и Польше, вблизи эпицентра землетрясений.



Траектории подионосферных точек



Профили электронной концентрации ионосферы (Станция RIGA, спутник 26)



Фоновая электронная концентрация (станция MDVJ, спутник 26)

Рисунок 1.16 – Результаты мониторинга ионосферы в Калининградской области в период землетрясения 21 сентября 2004 года [Богдур, 2006]

Из рисунка 1.16 видно, что с 16 по 18 сентября 2004 г., за 3-5 дней до землетрясения, начинается общий рост максимальной электронной концентрации слоя F2 ионосферы. Начиная с утренних часов 19 сентября 2004 г. за два дня до землетрясения зарегистрирован резкий спад (~ в 1,7 раза) электронной концентрации по сравнению фоновым значением. За день до землетрясения 20 сентября, спад электронной концентрации сменяется резким подъемом максимума $N_{e_{max}}$. Полученные вариации концентрации электронов F2 слоя ионосферы могут использоваться в качестве краткосрочных предвестников литосферных возмущений.

В работе [Ионосферные аномалии, 2006] представлен анализ вариаций полного электронного содержания (TEC - total electron content) для GPS станций Европейского региона, расположенных в непосредственной близости от района землетрясения.

Сеть наземных GPS станций обеспечивает одновременное глобальное покрытие и получение непрерывных измерений с высоким временным и пространственным разрешением. GPS техника осуществляет измерения групповых и фазовых задержек радиосигналов $L1=1575$ МГц и $L2=1228$ МГц с 30-секундным интервалом одновременно для всех спутников, находящихся в зоне радиовидимости для данной GPS станции. Ионосферная задержка преобразуется в содержание электронов вдоль луча, соединяющего GPS спутник и GPS приемник, а затем полное электронное содержание TEC пересчитывается из наклонного в вертикальное. Вертикальный TEC достаточно чутко реагирует на изменения электронной плотности f_0F2 , измеряемой с помощью ионозондов. Коэффициент корреляции между TEC и f_0F2 достигает величины 0.9 [Krankowski, 2004]. А поскольку электронная концентрация в максимуме слоя F2 является одним из наиболее чувствительных к сейсмической активности параметров ионосферы, мы можем использовать TEC данные для оценки пространственных масштабов и временной динамики сейсмо-ионосферных эффектов практически в любом сейсмоактивном регионе мира [Захаренкова, 2006].

Использование GPS TEC измерений позволило выявить аномальную модификацию электронного содержания ионосферы перед некоторыми землетрясениями [Поддельский, 1998; Ким, 1993; Липеровский, 1992; Poddelsky, 2001; VLF-LF radio signals, 2004]. В работе [Захаренкова, 2006] представлен анализ вариаций GPS TEC для сильного землетрясения в Греции. Это землетрясение было зафиксировано 8 января 2006 года в 11.35 UT. Магнитуда события была равна 6.8, глубина гипоцентра - 66 км. Географические координаты эпицентра E (36.30° с.ш., 23.36° в.д.). На рис. 1.17 показано географическое расположение данных станций. Эпицентр землетрясения отмечен треугольником.

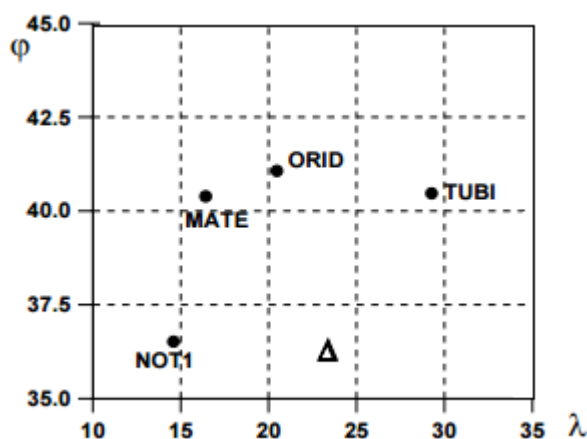


Рисунок 1.17 – Географическое положение эпицентра (треугольник) и ближайших GPS станций [Захаренкова, 2006]

На рисунке 1.18 показаны текущие наблюдения (тонкая линия) и представляют собой вертикальный TEC, выраженный в TECU единицах ($\text{TECU} = 10^{16} \text{ эл/м}^2$), для 5 предшествующих дней и 1 дня после землетрясения над отдельными GPS станциями. Толстая линия представляет собой медиану, полученную осреднением вариации TEC за рассматриваемый период. Визуальный просмотр суточных вариаций показывает, что за день до главного события (7 января) наблюдается аномальное поведение суточной вариации на всех станциях. Аномалия проявляется в виде специфического

повышения электронной концентрации в суточном ходе в дневные часы. Остальные дни рассматриваемого периода характеризуются относительно слабыми отклонениями текущих значений ТЕС от средних.

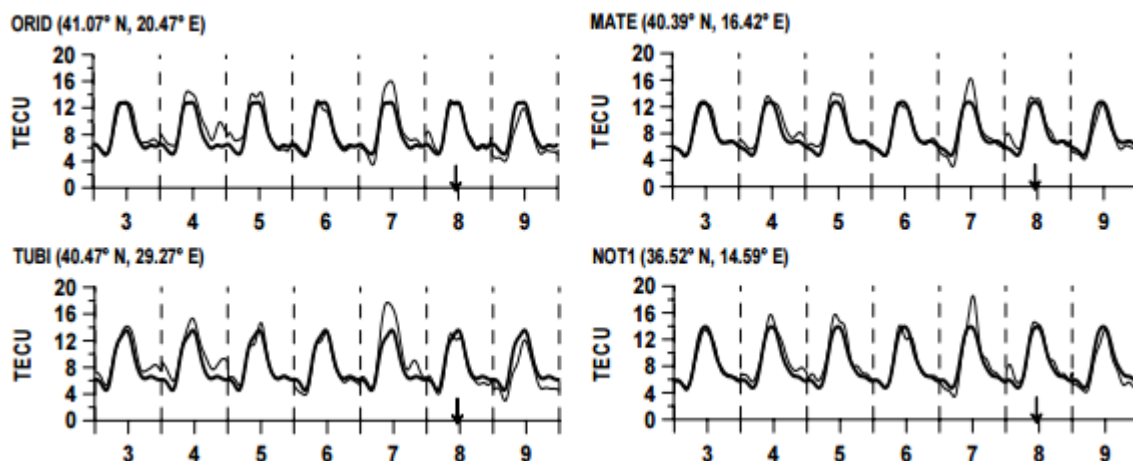


Рисунок 1.18 – Суточные ТЕС вариации для станций ORID, TUBI, MATE и NOT1 за период 3-9 января 2006 г. ($\text{TECU}=1016 \text{ эл/м}^2$). Тонкая линия – текущая вариация ТЕС, толстая линия – среднее значение. Стрелкой отмечен момент землетрясения [Захаренкова, 2006]

На рисунке 1.19 представлены вариации DTEC ($\text{DTEC}=\text{TEC}_k-\text{TEC}_{\text{ср}}$) между значениями ТЕС для конкретного дня и средним значением $\text{TEC}_{\text{ср}}$, который был получен осреднением за семидневный интервал, для ближайшей к эпицентру GPS станции NOT1 (36.52° с.ш., 14.59° в.д.). Специфическое anomalous поведение ТЕС наблюдается 7 января, за сутки до главного события. Увеличение ТЕС достигает 5.5 TECU и более чем в 2 раза превышает уровень нормальной вариабельности «день-ото-дня» для спокойного периода времени.

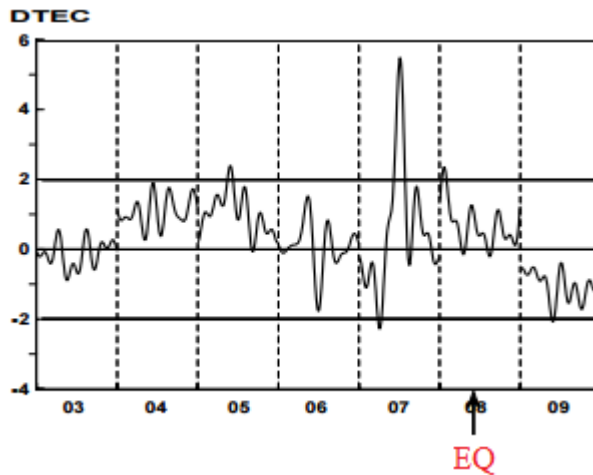


Рисунок 1.19 – Вариации DTEC за период 3-9 января 2006 г. для станции NOT1 [Захаренкова, 2006]

Аномальные вариации измерений GPS TEC были обнаружены за сутки до сильного землетрясения в южной Греции. В спокойных геомагнитных условиях увеличение значений TEC существенно превышало уровень нормальной вариабельности «день-от-дня». Анализ вариаций TEC для ближайших к эпицентру GPS станций показал наличие значительных отклонений в суточной вариации за день до главного события (7 января). Аномалия проявилось в виде специфического повышения электронной концентрации в суточном ходе в дневные часы. Увеличение TEC в это время достигало 5.5 TECU, анализ вариации TEC вдоль пролета спутника над станцией NOT1 показал повышение TEC до 8 TECU (~60-65%), что более чем в 2 раза превышает уровень вариации «день-от-дня» для спокойного периода времени (15-25%). Подобная дневная аномалия наблюдалась нами и для Турецкого землетрясения 12 ноября 1999 г. (M7.5). Для него предвестники наблюдались также за сутки до главного события в дневное время, при этом дневное увеличение TEC составило ~10 TECU [Oraevsky, 2000; Zakharenkova]. Как показано в [Pulinets, 2004] сейсмо-ионосферные предвестники в виде вариации, 2006 плотности ионосферной плазмы (отклонения от невозмущенного значения) наблюдаются в течение

нескольких суток – часов перед землетрясениями с магнитудой $M > 5.0$, имеют в основном амплитуду 15-25%, а в определенные моменты могут достигать величины 100%.

Таким образом, применение метода радиопросвечивания, основанного на результатах обработки наблюдений навигационных спутниковых систем, дает возможность проведения длительного мониторинга ионосферы в сейсмоактивных регионах. В отличие от ионосферных станций вертикального зондирования метод зондирования спутниковыми системами позволяет локализовать возможные районы предполагаемого землетрясения в регионах где имеется густая сеть наземных навигационных станций слежения.

Однако результаты, полученные в работах [Смирнов, 2001; Богдур, 2006] свидетельствуют, что в одних случаях перед литосферным возмущением наблюдается спад электронной концентрации F2 слоя ионосферы, в других случаях может наблюдаться возрастание концентрации электронов. Следовательно, для получения надежных выводов следует набрать необходимую статистику по большему числу проявления литосферных событий в параметрах ионосферы.

1.6. Выводы к главе 1

Методики поиска предвестников и эффектов сильных землетрясений, проявляющихся в ионосферных возмущениях, развиваются по нескольким направлениям. При этом все методики обнаружения ионосферных неоднородностей основаны на использовании радиосигналов, как специально излучаемых для зондирования ионосферы, так и других радиослужб, прежде всего, связных, а также естественных электромагнитных сигналов.

Зондирование нижней ионосферы ионозондами затруднительно из-за низкой концентрации электронов, вследствие чего возможно обнаружение неоднородностей, возникающих в виде спорадических Es-слоев или в их

динамике. С учетом локального характера зондирования данный способ мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере оказывается ограниченным. Вместе с тем, важным результатом исследования является установление "прямым" способом наличия сейсмоэффектов в нижней ионосфере [Суточная зависимость возмущений, 2007].

На больших высотах ионосферы (в F2-слое) диагностика возмущений при радиозондировании более надежна, однако та же необходимость размещения большого числа ионозондов в сейсмоактивных регионах снижает возможности данного метода мониторинга сейсмических возмущений с целью прогноза землетрясений.

Суущественно легче разместить в сейсмоактивных регионах устройства приема сигналов спутниковых навигационных радиопередатчиков и использовать метод радиопросвечивания ионосферы для выявления сейсмических возмущений. Однако, следует иметь ввиду, что основной вклад в измеряемое полное электронное содержание вдоль радиолуча вносят частицы F2-слоя и, следовательно, метод дает возможность обнаружения возникающих сейсмических неоднородностей именно в этом слое. С учетом же факта, что возмущения в F2-слое обширны по площади, то представляется, что степень локализации возможного эпицентра будет недостаточно точной.

Следовательно, некоторые преимущества имеет методика дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере, использующая наблюдения сигналов низкочастотных наземных радиостанций и грозových электромагнитных сигналов. При этом, в случае использования сигналов радиопередатчиков будет проблема, связанная с необходимостью размещения большого числа приемников сигналов для увеличения охватываемой площади трасс распространения сигналов.

Таким образом не принимая необходимость повышения достоверности получаемых результатов по обнаружению возмущений в ионосфере каждой из рассмотренных методик, очевидно, что только при использовании всех

методов в комплексе можно ожидать определенную эффективность в поисках предвестников землетрясений. К числу возможных методик по поискам предвестников землетрясений можно отнести анализ вариаций параметров сигналов грозových разрядов, проходящих над эпицентрами литосферных возмущений.

ГЛАВА 2. РЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Во второй главе приводится описание регистрирующего комплекса, по данным которого выполнена диссертационная работа, а также методика выделения ионосферных возмущений от землетрясений по вариациям параметров сигналов грозовых разрядов.

Разряд молнии сопровождается электромагнитным излучением в широкой полосе частот, распространяющимся на большие расстояния. Наибольшая интенсивность в ОНЧ диапазоне - от нескольких сотен Гц до 30 кГц. Максимум амплитуды электромагнитного сигнала от грозового разряда наблюдается примерно на 10 кГц [Козлов, 1996, 2004].

В настоящее время существует несколько основных методик по наблюдениям за грозами. Наиболее широкое применение получили радиотехнические методы. За счет распространения электромагнитного сигнала от грозового разряда на расстояния более чем 10000 км, инструментальные методы наблюдения позволяют получить объективную картину грозовой обстановки на больших территориях [Козлов, 1996].

В основе наземных наблюдений лежит пеленгация с помощью антенных систем, принимающих импульсные ОНЧ электромагнитные сигналы от грозовых разрядов [Раков, 1990; Ремизов, 1985; Степаненко, 1983]. Существует однопунктовые [Кононов, 1986; Козлов, 2000, 2004] и многопунктовые [Раков, 1993] системы регистрации сигналов атмосфериков. Наиболее точными в определении местоположения грозового разряда, являются многопунктовые системы слежения. Также они могут дать полную и более точную картину о динамике перемещения грозовых очагов. Однако

многопунктовая система требует точной синхронизации по времени и возможности к быстрой передаче данных в единый центр обработки.

Однопунктовая система, в виду своей независимости к аналогичным системам, значительно дешевле, но увеличение площади наблюдения у таких систем приводит к росту погрешности в определении координат грозового разряда. Основная проблема однопунктовых систем - определение расстояния до грозового разряда от пункта наблюдений. Тем не менее, при регистрации нескольких разрядов с одного очага, однопунктовые системы позволяют наблюдать крупные грозовые очаги с приемлемой точностью.

В последнее время широко стали использовать спутниковые системы для климатических наблюдений, в том числе для наблюдений за грозами [Смирнов, 2001; Богдур, 2006]. Преимущество спутникового слежения состоит в том, что они дают информацию о грозовой активности на большой территории. Они могут следить как за отдельными грозами, так и за грозами в планетарном масштабе. Данные со спутниковых систем позволяют следить за крупными грозовыми очагами и их перемещениями.

Специально для этих задач были созданы спутники "Demeter", "Чибис М" и комплекс измерительной аппаратуры "Обстановка", развернутый на МКС. Французский спутник Demeter (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions), относящийся к классу низкоорбитальных микроспутников (его вес 130 кг), с высотой орбиты 710 км и склонением 98.23° был запущен 29 июня 2004 г. Основной задачей данного спутника являлось изучение ионосферных неоднородностей и их связь с сейсмической и антропогенной активностью [<http://demeter.cnrs-orleans.fr>]. Для решения этих задач на его борту был размещен широкий спектр научной аппаратуры, позволяющей измерять шесть компонент электромагнитных полей (3 электрические и 3 магнитные) в широком частотном диапазоне и 25 определять параметры ионосферной плазмы, такие как: ионный состав, электронную плотность и температуру. Над сейсмически активными зонами на спутнике включался, так называемый, режим Burse mode с максимальной

скоростью записи 1.7 Мбит/с, позволявшей получить волновые формы сигналов с частотой оцифровки до 18 кГц. Микроспутник "Чибиc М" (масса 34.4 кг) с высотой орбиты 500 км и наклоном 51.6°, предназначен для исследования физических процессов при атмосферных грозовых разрядах. Спутник был запущен 23 января 2011 года. В состав научной аппаратуры входят: рентген – гамма детектор РГД (диапазон рентгеновских и гамма излучений – 50-500 кэВ), ультрафиолетовый детектор ДУФ (диапазон ультрафиолетовых излучений – 300-450 нм) радиочастотный анализатор РЧА (20-50 МГц), камера оптического диапазона ЦФК (пространственное разрешение 300 м), магнитно-волновой комплекс МВК (0.1-40 кГц) [<http://chibis.cosmos.ru/index.php?id=1618#c3751>].

Однако по результатам сравнения регистраций наземных систем со спутниковыми был сделан вывод о том, что спутники могут регистрировать максимум до 10% разрядов (в силу небольшого числа спутников), зарегистрированных наземными системами и не дают мгновенную подробную картину, а требуют набора статистики [Богдур, 2006]. Поэтому использование наземных наблюдений за грозами, несмотря на значительные затраты, остается актуальным.

Одной из глобальных наземных систем слежения за грозами является (World Wide Lighting Location Network - WWLLN) [Detection efficiency of the VLF, 2006]. Сеть WWLLN включает в себя более восьмидесяти приемных станций, определяющих местонахождение гроз по всему миру, находящихся на парных расстояниях от нескольких километров до 10 тысяч километров. Размещение станций WWLLN показано на сайте <http://webflash.ess.washington.edu>. Приемные станции регистрируют излучение, приходящее по волноводу «Земля-ионосфера», в полосе частот, максимум которых достигает 30 кГц. Для локализации гроз, достаточно трех приемных станций, окружающих грозу. Каждая из этих станций посылает в центральный обрабатывающий компьютер (ЦОК), расположенный в Сиэтле (США), с точностью до нескольких микросекунд время прибытия

радиоимпульса грозового разряда (атмосферика) и в течении 10 минут сонограммы этих станций обновляются на <http://webflash.ess.washington.edu/spectra.html>. Интенсивности грозовой активности, зарегистрированные по всему миру, суммируется за последние 30-40 минут <http://webflash.ess.washington.edu> [Detection efficiency of the VLF, 2006].

2.1. Регистрирующий комплекс сигналов грозовых разрядов ИКФИА СО РАН

В работе использованы данные, полученные, в основном, с помощью однопунктового грозопеленгатора-дальномера, разработанного в ИКФИА СО РАН [Наукава, 1999]. Используемый регистрирующий комплекс позволяет изучать как локальную грозовую активность [Козлов, 1996, 2003, 2004], так и грозы в мировых грозовых центрах [Козлов, 2000].

Прибор установлен на стационарном радиофизическом полигоне ИКФИА СО РАН, расположенном в окрестностях г. Якутска (рисунок 2.1):

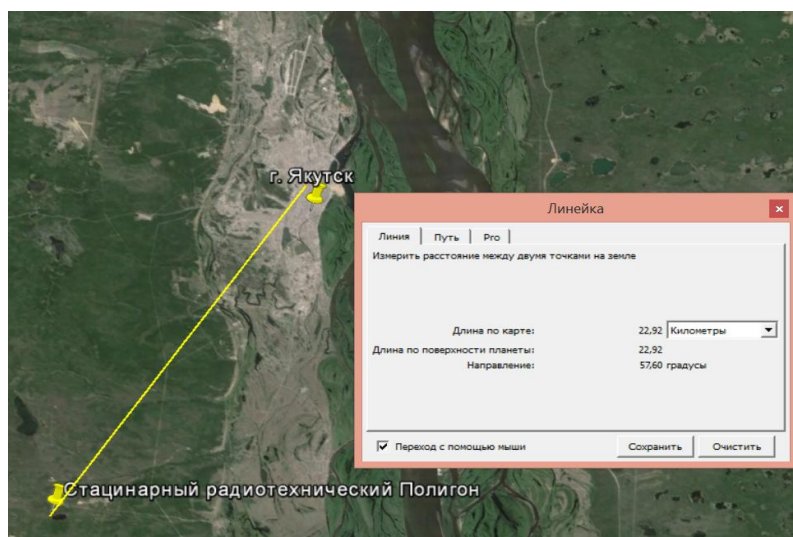


Рисунок 2.1 – Расположение стационарного радиотехнического полигона ИКФИА СО РАН, относительно города Якутска

С 1993 по настоящее время грозопеленгатор-дальномер выполняет задачу по определению пеленга (направление прихода) атмосферика и производит оценку дальности до ее источника. При регистрации атмосфериков сигналов грозовых разрядов, основной проблемой является выделения полезных сигналов в потоке импульсных и промышленных помех. Одной из мер для устранения влияния промышленных помех является удаление измерительного комплекса на определенное расстояние от населенных пунктов. В нашем случае это удаление составляет около 20 км. Другой класс импульсных помех может возникнуть в самом пункте наблюдения. К ним относятся помехи от двигателей постоянного тока и помехи при включении в питающую сеть электроприборов или недостаточно надежный контакт корпусов приборов измерительного комплекса с шиной заземления. Для уменьшения возможного влияния местных помех антенное устройство с предварительным усилителем вынесено на расстояние около 400 м от пункта наблюдения.

Использованный в данной работе грозопеленгатор-дальномер состоит из системы антенн и регистрирующей части. Применяется универсальная антенная система, дающая возможность вести наблюдения как за местными грозами, так и планетарными грозовыми очагами, в зависимости от выставленного порога регистрации сигналов естественных радиошумов ОНЧ диапазона. Антенная система включает в себя две скрещенные магнитные антенны и одну электрическую вертикальную. Конструктивно трехметровая электрическая антенна с конусной насадкой (для увеличения емкости антенны) установлена на семиметровой металлической мачте на изоляторе. Две экранированные рамки, имеющие форму квадрата (эффективная площадь рамки 360 м^2), размещены на той же мачте (рисунок 2.2.).

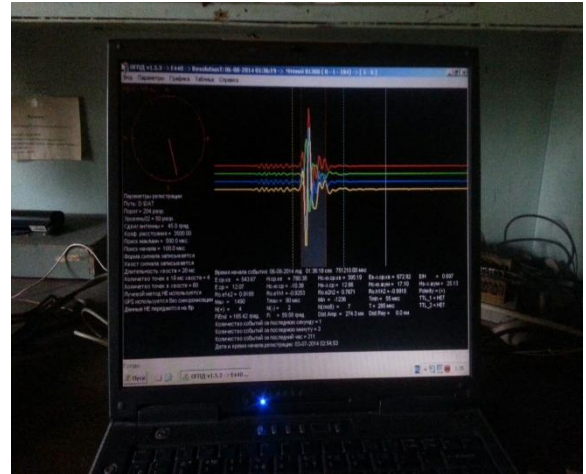


Рисунок 2.2 – Однопунктовый грозопеленгатор-дальномер на радиофизическом полигоне ИКФИА СО РАН

Подбор необходимого коэффициента усиления действующей высоты штыревой антенны осуществляется шунтированием ее выхода конденсатором. С этой же целью выходы рамочных антенн нагружались низкоомными резисторами.

На рисунке 2.3 представлена структурная схема приемно-усилительного тракта грозопеленгатора. Сигнал с предварительных усилителей в центральный пункт сбора информации подавался по симметричным кабельным линиям связи через разделительные трансформаторы для устранения наводок на линии связи.

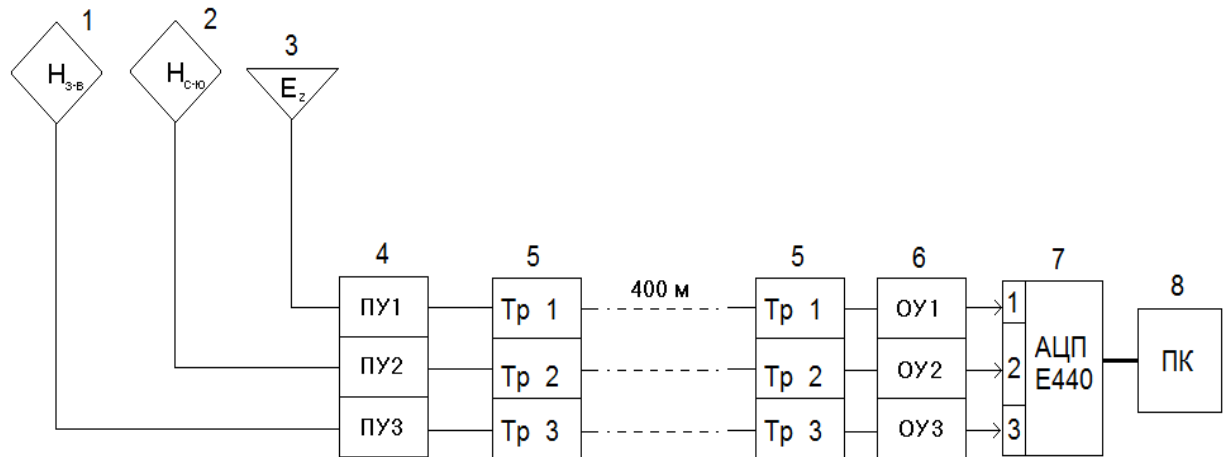


Рисунок 2.3 – Структурная схема приемно-усилительного тракта пеленгатора. Цифрами обозначены: 1 – рамочная антенна восток-запад; 2 – рамочная антенна север-юг; 3 – вертикальная штыревая антенна; 4 – предварительный усилитель; 5 – разделительные трансформаторы; 6 – оконечный усилитель; 7 – аналого-цифровой преобразователь; 8 – персональный компьютер

В канале электрической антенны применен антенный усилитель для согласования большого внутреннего сопротивления электрической антенны с последующими усилительными каскадами. Предварительные малошумящие усилители (ПУ), идентичные для всех антенн через трансформаторные входы усиливают сигналы в полосе частот 0.3-60 кГц, обеспечивая необходимую величину сигналов при передаче данных по кабельным линиям связи. Разделительные трансформаторы установлены на обоих концах линий, для уменьшения помех наведенной на длинную линию. Оконечные усилители (ОУ) обеспечивают согласование с линиями связи и наиболее эффективное использование динамического диапазона аналого-цифрового преобразователя (АЦП). Усиленный приемными трактами сигнал оцифровывается с помощью внешнего АЦП и обрабатывается в компьютере. Использование внешнего АЦП позволяет использовать переносные компьютеры с питанием от аккумуляторных батарей. Частота дискретизации АЦП – 400 кГц. Усиление

всего тракта подобрано таким образом, что порог отбора атмосфериков для регистрации, составляющий на входе АЦП 50 мВ, соответствует сигналу на входе электрической антенны 150 мВ/м.

Калибровка дальномерной части макета однопунктового грозопеленгатора-дальномера была осуществлена в 1992 г. с помощью разнесенной, двухпунктовой (база 540 км) системы грозолокации, оснащенной данными грозопеленгаторами с системами точного времени (стандарты частоты). Один пункт грозопеленгации располагался в г. Якутске, а другой - в г. Олекминске. Передача данных осуществлялась по выделенному телефонному каналу. Измеренная ошибка определения координат молниевых разрядов по методике однопунктовой дальнометрии составила 15 % от дальности [Козлов, 2003].

Для оценки погрешности пеленгации проведены синхронные измерения пеленгов атмосфериков и сигналов СДВ радионавигационных станций двумя комплексами пеленгаторов, расположенных на расстоянии несколько сотен метров. Для источников атмосфериков и радиостанций, удаленных на сотни километров, можно считать, что пеленгаторы расположены в одной точке. Были определены одновременные пеленги для сигналов 200 атмосфериков и для 10 радиостанций, пришедших приблизительно со всех сторон. Стандартное отклонение погрешности составило $2,5^\circ$ для всех направлений. Оценка систематических ошибок, обусловленных неточностью установки антенн и не идентичностью приемных трактов, показывает, что их вклад составляет не более 1° [Козлов, 2000].

С 1999 года используется регистратор с обработкой цифровых реализаций большой длительности на базе внешнего АЦП типа Е-440 с частотой дискретизации 400 кГц. "Мертвое время", затрачиваемое регистратором на обработку сигналов и запись информации на маломощных компьютерах, составляло ~ 0.5 сек, что позволяло регистрировать половину потока атмосфериков при их максимальной частоте порядка 3600 разрядов в час [Козлов, 2004].

Со времени начала непрерывной регистрации ОНЧ-излучений несколько раз в год, а также после технических сбоев, проводится калибровка для проверки и корректировки регистрирующей аппаратуры. Калибрующие сигналы с шумового и импульсного ОНЧ - генераторов подаются на антенные входы. Значения этих сигналов находятся в диапазоне от 0 до 150 мВ [Козлов, 2003].

2.2. Методика определения координат молниевых разрядов

Как упоминалось ранее, основная проблема однопунктовых систем регистрации электромагнитных сигналов грозовых разрядов заключается в определении координат грозового разряда. Основные предложенные методы по регистрации сигналов грозовых разрядов, а также определения координат приводятся в работах [Кашпровский, 1966; Степаненко, 1983; Кононов, 1986].

Вычисление координат молниевых разрядов осуществляется программным комплексом в реальном времени после прихода очередного атмосферика. Программный комплекс по определенному алгоритму анализирует основные параметры принятого атмосферика. Результат обработки записывает в файл. Поскольку используется широкополосный (относительно диапазона ОНЧ) прием и анализ сигналов, то под амплитудой атмосферика понимается среднеквадратичное значение уровня сигнала за время, равное его длительности.

Направление на грозовые разряды α определяется по отношению среднеквадратичных значений сигналов атмосфериков $U_{с-ю, i}$ и $U_{в-з, i}$, поступающих с ортогональных магнитных антенн. Для устранения погрешности, вносимой шумовой составляющей поля в измеряемые значения, из квадратичных значений сигналов атмосфериков вычитается фоновый уровень U_{ϕ} , который определяется на предшествующем атмосферическом

интервале длительностью 1 мсек $U_{\phi}^2 = \sum (U_{\phi, i} - U_{\text{ср}})^2$. Азимут прихода сигнала в этом случае определяется формулой (2.1.) [Козлов, 2004]:

$$\alpha = \arctg((\sum (U_{\text{с-ю}, i} - U_{\text{ср, с-ю}})^2 - U_{\phi, \text{с-ю}}^2)^{0,5} / (\sum (U_{\text{в-з}, i} - U_{\text{ср, в-з}})^2 - U_{\phi, \text{в-з}}^2)^{0,5}), \quad (2.1.)$$

где $U_{\text{ср, с-ю}} = \sum U_{\text{с-ю}, i} / n$ и $U_{\text{ср, в-з}} = \sum U_{\text{в-з}, i} / n$ – средние значения сигналов в течение одной миллисекунды с начала атмосферика, принятые с ортогональных магнитных рамочных антенн направленных С-Ю и В-З; n – число отсчетов АЦП по каждому каналу в течение одной миллисекунды.

Неоднозначность пеленга принятого широкополосного сигнала устраняется путем сопоставления знаков взаимной корреляции (ρ) электрической и магнитной компонент сигнала атмосферика. Заметим, что знак измеряемого коэффициента корреляции смеси полезного сигнала и аппаратного шума определяется только знаком коэффициента корреляции сигнала, поскольку аппаратный шум не коррелирован. Если ЭДС, наведенные на две антенны, имеют одинаковые знаки, то коэффициент корреляции будет положительный, а противоположные знаки дают отрицательный коэффициент корреляции. Антенны подключаются таким образом, чтобы знаки коэффициентов в первом квадранте (Север-Восток) были положительными. Для этого случая соответствующие углы (φ) прихода сигнала можно определить с помощью таблицы 2.1., где $\rho(H_{\text{с-ю}}, H_{\text{в-з}})$, $\rho(H_{\text{в-з}}, E_z)$, $\rho(H_{\text{с-ю}}, E_z)$ – коэффициенты взаимной корреляции между соответствующими реализациями сигнала, полученных с антенн; φ – азимутальный угол, отсчитанный по часовой стрелке от северного направления, φ^* – угол разворота антенны по отношению к северному направлению.

Таблица 2.1 – Определение азимутальных углов (φ) прихода атмосфериков в зависимости от знаков коэффициентов взаимной корреляции (ρ) сигналов, принимаемых на антенны

$\rho(H_{\text{слю}}, H_{\text{вз}})$	$\rho(H_{\text{вз}}, E_z)$	$\rho(H_{\text{слю}}, E_z)$	φ
>0	>0	>0	φ^*
<0	>0	<0	$180 - \varphi^*$
>0	<0	<0	$180 + \varphi^*$
<0	<0	>0	$360 - \varphi^*$

При наблюдении региональной грозовой активности (окружность с радиусом до 1500 км) дальность (L) до грозового разряда определяется как среднегеометрическая величина по ансамблю признаков, формула 2.2. По результатам тестовых измерений выбраны четыре регистрируемых параметра (два амплитудных и два спектральных): среднеквадратичное значение E-составляющей ($E_{\text{ср.кв.}}$) и H-составляющей сигнала атмосферика ($H_{\text{ср.кв.}}$) и количество положительных (N_+) и отрицательных (N_-) полупериодов E-составляющей атмосферика, превосходящих уровень, равный 0.1 максимальной величины сигнала атмосферика [Козлов, 2004]:

$$L=D*((N_+ * N_-)/(E_{\text{ср.кв.}} * H_{\text{ср.кв.}}))^{0.5}, \quad (2.2)$$

где D – постоянный (нормировочный) коэффициент; $E_{\text{ср.кв.}} = (\sum(E_i - E_{\text{ср}})^2/n)^{0.5}$; E_i – n оцифрованных АЦП значений E-составляющей атмосферика; $E_{\text{ср}}$ – среднее значение E-составляющей в течение той миллисекунды, на которой зарегистрирован атмосферик.

Для получения величины Н-составляющей, вычисляется корень квадратный из суммы квадратов величин сигналов (формула 2.3), принятых на две скрещенные рамочные антенны [Козлов, 2004]:

$$H_{\text{ср.кв}} = \left(\left(\sum (U_{\text{с-ю}, i} - U_{\text{ср, с-ю}})^2 - U_{\text{ф, с-ю}}^2 \right) + \left(\sum (U_{\text{в-з}, i} - U_{\text{ср, в-з}})^2 - U_{\text{ф, в-з}}^2 \right) \right) / n)^{0,5}, \quad (2.3)$$

Среднеквадратичные значения амплитуды сигналов атмосфериков, приходящих из одного очага, имеют асимметричное распределение. Мода этого распределения сдвинута в сторону меньших амплитуд, трактуемых как большие расстояния. Амплитуды сигналов, принимаемых антеннами, обратно пропорциональны дальности [Radiowave disturbances, 1992].

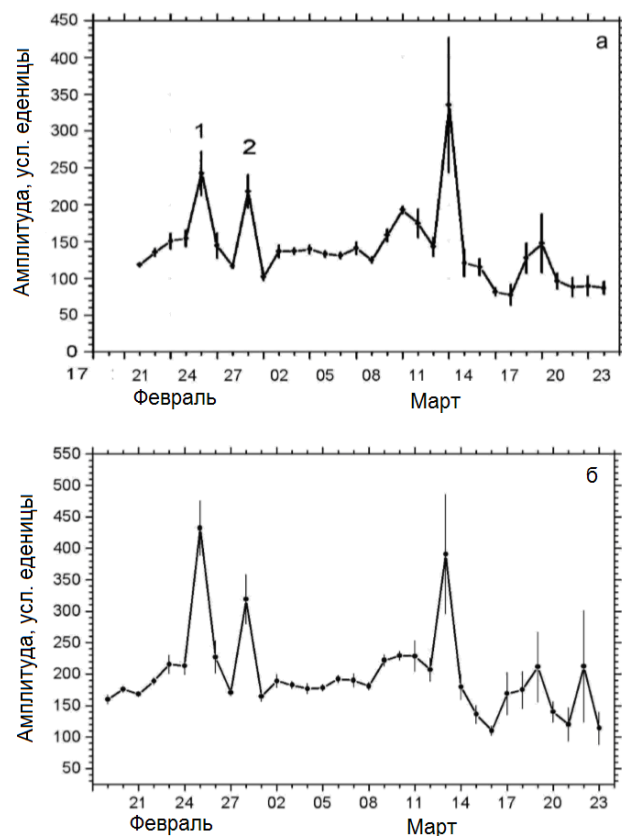


Рисунок 2.4 – Вариации средней амплитуды атмосфериков с направления на землетрясение полученного с грозапеленгатора дальномера в г. Якутске (а), используют данные WWLLN (б)

При переходе к регистрации дальних атмосфериков для наблюдений сейсмических эффектов в нижней ионосфере амплитудные измерения грозопеленгатора-дальномера не могут быть использованы для измерения дальности до грозового разряда. Амплитуда теперь используется для фиксирования возмущений в электронной концентрации нижней ионосферы. Соответственно, точность оценки дальности до грозовых источников существенно падает, так как для ее определения остается только 2 параметра – количество положительных (N_+) и отрицательных (N_-) полупериодов E-составляющей сигнала. Тем не менее, для задач работы, основанных на относительных амплитудных измерениях сигналов, оказалось достаточным использовать указанные временные (частотные) параметры, что было подтверждено сопоставлением вариаций средней амплитуды сигналов, вычисленной с использованием дальности до грозовых разрядов только по данным грозопеленгатора-дальномера в Якутске и с учетом данных мировой сети грозопеленгации *wwlln*. Пример такого сопоставления показан на рисунке 2.4 для сильных сейсмических событий 9, 11 марта 2011 г. около Японских островов. Рисунок 2.4 (а) получен с использованием данных, полученных грозопеленгатором-дальномером, расположенном в г. Якутске, а рисунок 2.4 (б) – по тем же данным с коррекцией дальности до грозовых очагов, используя для калибровки данные сети *WWLLN*. Вертикальными линиями указаны среднеквадратические значения ошибок определения средних значений. Из сопоставления рисунка 2.4 (а) и рисунка 2.4 (б) видно, что характер вариаций, за исключением небольших отличий после 16 марта 2011, практически один и тот же.

2.3. Методика выделения эффектов и предвестников землетрясений

Методика анализа заключается в следующем. Можно ожидать, что воздействие процессов готовящегося землетрясения на уровень принимаемых в Якутске ОНЧ сигналов проявится, если размеры

возмущенной области в нижней ионосфере будут соответствовать размерам первых зон Френеля трассы распространения сигнала “грозовой источник – пункт приема”. Как известно [Черный, 1972], размер зон Френеля F определяется расстоянием d и длиной волны электромагнитного сигнала λ :

$$F = \sqrt{\frac{n\lambda d_1 d_2}{d}},$$

где $d = d_1 + d_2$

d_1 – расстояние от эпицентра до грозового источника,

d_2 – расстояние от эпицентра до приемника,

n – номер зоны

λ – длина волны сигнала.

В качестве исходных данных рассматриваются вариации амплитуды атмосфериков, зарегистрированных в Якутске в ночные часы (00–02 LT или 15–17 UT), когда из-за слабого затухания имеет место высокий поток атмосфериков. В тоже время, так как в ночное время за счет распространения сигналов в волноводе в виде нескольких мод возможны интерференционные эффекты, то дополнительно рассматривались вариации амплитуды атмосфериков и в дневные часы. Однако необходимо учитывать, что в дневное время за счет большего затухания сигналов в волноводе число атмосфериков при неизменном пороге регистрации оказывается, как правило, небольшим (в некоторые дни не удастся получить значения амплитуды с небольшой погрешностью). По данной причине обычно выбирались дневные часы с максимальной интенсивностью атмосфериков в грозовом источнике (как известно, максимум грозовой активности для каждой долготы наблюдается приблизительно в 17–18 LT).

Для каждого выбранного землетрясения определяется азимут и расстояние до Якутска. Для первоначального анализа выбираются те

атмосферики, трассы распространения которых проходят на расстоянии не более пятой зоны Френеля от эпицентра, а дальности их грозовых источников превышают дальность до землетрясения. В качестве центральной частоты спектра атмосфериков для расчета зон Френеля принята частота 10 кГц. Определяется средняя амплитуда атмосфериков, зарегистрированных в течение часа (обычное количество – порядка и более 1000). Амплитуды сигналов грозовых разрядов приводятся к амплитуде одного расстояния (дальность до очага землетрясения), используя в первом приближении зависимость коэффициента затухания, обратно пропорциональную расстоянию.

Для уменьшения проявлений в вариациях амплитуды изменений условий на трассе распространения сигналов ото дня ко дню, обусловленных другими причинами, следует выбирать трассы прохождения сигналов над сейсмоактивными областями так, чтобы расстояние от эпицентра до пункта приема сигналов (Якутск) составляло, по возможности, меньшую часть общей протяженности трассы сигналов. Для пункта приема сигналов в Якутске к таким сейсмоактивным областям можно отнести Камчатку, северные районы Китая и Японские острова.

При изучении эффектов и предвестников землетрясений возникает вопрос о степени вероятности их наблюдения. Применительно к нашим исследованиям, это количество литосферных возмущений, проявившихся в сигналах грозовых разрядов. Если рассматривать сейсмоактивные области, то в них регистрируются тысячи событий в течение месяца (число событий зависит от минимальных пороговых значений магнитуд землетрясений, принимаемых во внимание). Однако, проявление землетрясений в других явлениях и процессах естественно ожидать в случае относительно сильных сейсмических событий, что подтверждается исследованиями. При этом наличие порога более критично при изучении возможных предвестников землетрясений.

Так как проявление землетрясений в сигналах атмосфериков опосредованное – через сейсмические эффекты в ионосфере, то в первую очередь необходимо принять во-внимание факт, что параметры нижней ионосферы подвержены вариациям, связанными с различными геогелиофизическими процессами [Detection efficiency of the VLF, 2006]. Геомагнитные возмущения, солнечные вспышки, высыпание частиц (в высоких широтах), оказывают влияние на параметры ионосферы и, тем самым, изменяют условия распространения ОНЧ электромагнитных сигналов в волноводе Земля-ионосфера. Поэтому исследование вариаций параметров сигналов атмосфериков, обусловленных землетрясениями, следует, вообще говоря, проводить при отсутствии геомагнитных и других возмущений в ионосфере на трассах распространения сигналов. Реально это сводится к тому, что в эксперименте при исследовании эффектов землетрясений следует рассматривать события, когда за 3-5 дней до события и 3-5 дней после него должны были отсутствовать указанные возмущения в ионосфере на трассе распространения сигнала над эпицентром землетрясения. При изучении возможных предвестников землетрясений интервал перед событиями без ионосферных возмущений должен быть более длительным – до 12-15 дней. Учитывая, что представленная в данной диссертационной работе методика дистанционного мониторинга сейсмических эффектов в нижней ионосфере определяется также наличием достаточно высокой грозовой активности в областях на трассах за эпицентрами землетрясений, то очевидно, что при значительном числе землетрясений количество рассматриваемых событий оказывается не таким уж большим.

Для общей оценки степени вероятности наблюдения сейсмозффектов в сигналах атмосфериков выберем события на Японских островах и их окрестностях в 2010-2014 годах. Как отмечено, наиболее вероятное (и наибольшее) воздействие на ионосферу следует ожидать от сильных литосферных возмущений (из экспериментальных исследований - с магнитудами более 5). Соответственно, более надежно выделяемые

сейсмозффекты в сигналах атмосфериков также должны быть связаны с такими литосферными возмущениями. Например, в указанном районе в 2014 году произошло порядка 986 землетрясений с различными магнитудами и глубинами очагов, из которых только 81 событие имело магнитуду 5 и более. Причем, 13 возмущений из них были глубокофокусными (глубины более 70 км), которые в соответствии с результатами работы [Argunov, 2015; Variations of VLF radio signals and atmospherics during the deep earthquake with $M=8.2$ occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula, 2014], имеют, возможно, другой характер влияния на ионосферу в отличие от мелкофокусных землетрясений. Далее для оставшихся 68 мелкофокусных землетрясений (с магнитудами более 5) учтем геомагнитную обстановку и требуемый интервал для анализа данных. В итоге получаем, что для детального анализа сейсмозффектов за данный год остается всего 17 землетрясений, т.е. 1,7% от их общего числа (рисунок 2.5).

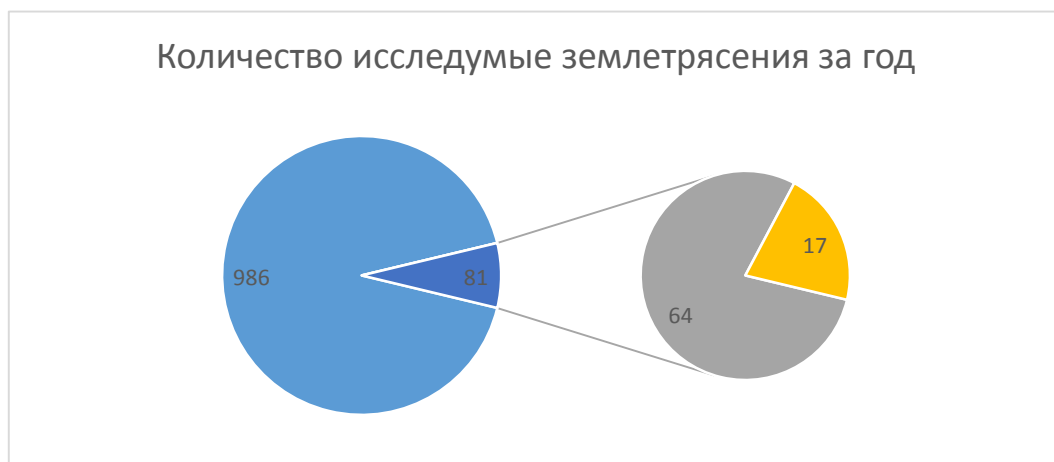


Рисунок 2.5 – Количество регистрируемых эфффектов и предвестников землетрясений от общего количества землетрясений в рассматриваемый год

Более детальную оценку вероятности возможных проявлений землетрясений (собственно эфффектов землетрясений) с магнитудой более 4 в ОНЧ грозových сигналах рассмотрим на основе имеющихся данных за 2010-2012 гг. В соответствии с инструментальными возможностями выбирались

"зимние" сезоны: октябрь-март. Сразу отметим, что высокоширотная область Японских островов характеризуется существенно большей сейсмической активностью по сравнению с низкоширотной. В этой связи весь азимутальный сектор на Японские острова был разделен на две части. С точки зрения статистики больший интерес представляет высокоширотная область, однако, с другой стороны, высокая частота следования землетрясений в высокоширотной области, особенно в периоды афтершоков, должна существенно затруднять возможность выделения "чистых" эффектов землетрясений в данном секторе направлений приема сигналов. В этой связи сразу следует отметить, что в рассматриваемом интервале из-за большой частоты и длительности афтершоков выпадает из рассмотрения 2011 год (начиная с момента сильного, катастрофического землетрясения 11.03.2011 г. с магнитудой 9) и практически вся первая половина 2012 года.

На рисунке 2.6 в качестве примера приведены вариации среднечасовой амплитуды атмосфериков, принимаемых с высокоширотного сектора на Японию, для двух зимних месяцев (октябрь 2010 г. и декабрь 2012 г.). Амплитуда выражена в градациях степени синего цвета, белые участки соответствуют временным интервалам, когда отсутствовали данные по техническим причинам. К возможным эффектам землетрясений здесь относятся усиления амплитуды в течение нескольких часов (на рисунке - вертикальные модулированные полосы) или в виде часового, но, как правило, более интенсивного усиления (на рис. 2.6 (а) пиковое усиление 08.10.2010 г. в 08 UT).

В октябре 2010 г. имеем 5 очевидных (по величине и длительности) усилений амплитуды и одно более слабо выраженное усиление (12.10.2010 г.), а также упомянутое значительное (почти в 4 раза выше фонового уровня) одночасовое возрастание амплитуды 08.10.2010 г. В октябре 2010 г. было два заметных геомагнитных возмущений (Kp-индекс достигал 5) – 10 октября и 22-23 октября. Поэтому возрастания амплитуды атмосфериков 10.10.2010 г. и 22.10.2010 г. могли быть обусловлены возмущениями в нижней ионосфере,

вызванными геомагнитными возмущениями. Однако, надо обратить внимание, что усиление амплитуды атмосфериков 10.10.2010 г. фактически является продолжением усиления амплитуды, начавшегося 09.10.2010 с 11 часов, а усиление 22.10.2010 г. было относительно скоротечным, хотя геомагнитное возмущение длилось 2 (и более) суток. Сильное возрастание амплитуды атмосфериков 08.10.2010 г. в 08 UT можно связать с землетрясением 08.10.2010 г. с магнитудой $M = 5.4$ в 06:54 UT.

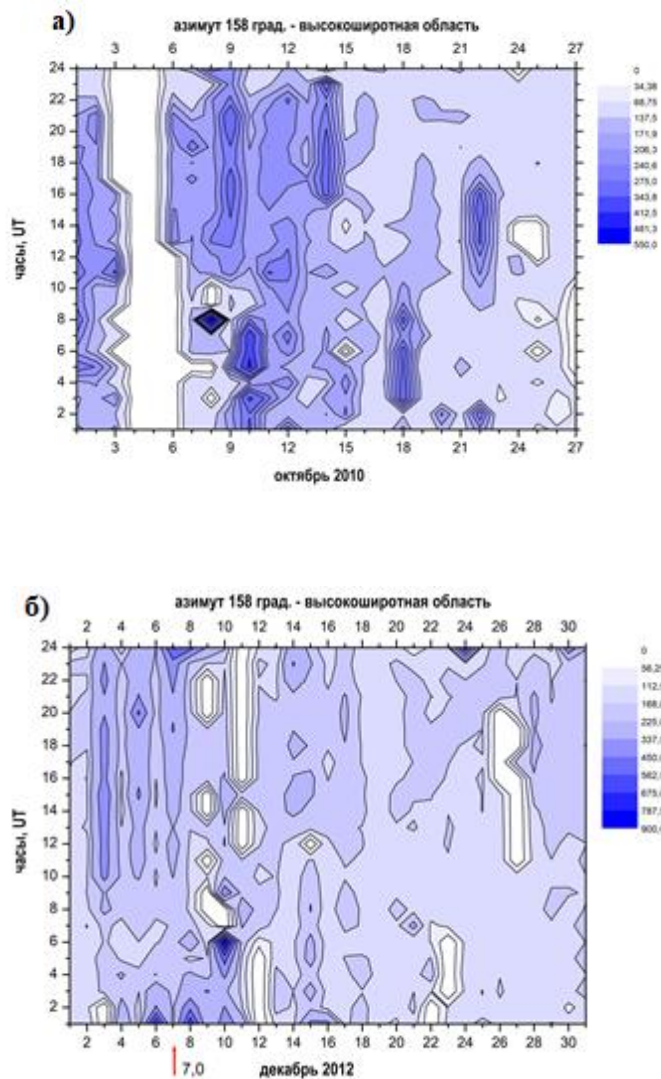


Рисунок 2.6 – Вариации среднечасовой амплитуды атмосфериков, принимаемых с высокоширотного сектора на Японию, для двух зимних месяцев (октябрь 2010 г. (а) и декабрь 2012 г. (б)).

В октябре 2010 г. в высокоширотном Японском секторе (рисунок 2.7 (а), указаны порядковые номера по времени) было зарегистрировано 24 землетрясения с магнитудой более 4. Таким образом, для детального анализа эффектов пригодно только 29% (7/24) землетрясений, а с учетом геомагнитных возмущений и того меньше - 21 % (5/24) землетрясений.

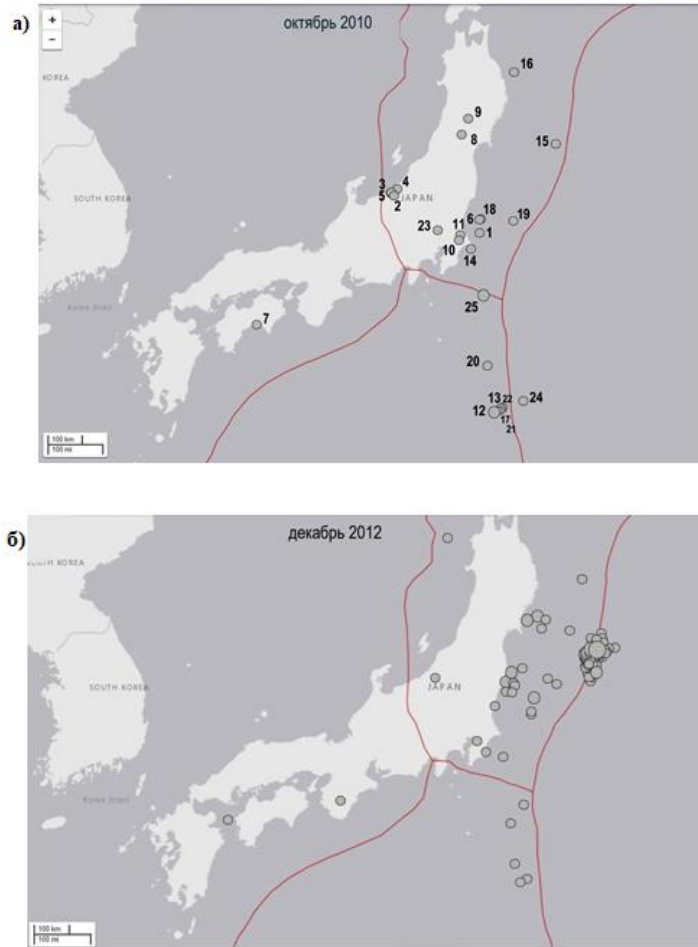


Рисунок 2.7 – Распределение землетрясений в высокоширотном Японском секторе: в октябре 2010 г. (а), декабре 2012 г. (б)

Существенно большее число землетрясений было зарегистрировано в декабре 2012 г. – 185 (рисунок 2.7 б), однако значительная часть (149 событий) является афтершоками после землетрясения 07.12.2012 г. с магнитудой $M = 7.3$. В период частых афтершоков вариации амплитуды,

которые можно было бы связать с землетрясениями, фактически полностью отсутствуют (рисунок 2.7 б). Исключением является слабое усиление 13.12.2012 г. и сильное (более чем в 5-кратное превышение фонового уровня) усиление 10.12.2012 г. в 05-06 часов. В то же время, до указанного сильного усиления (до сильного землетрясения) наблюдалось 3 хорошо выраженных (длительных) возрастаний амплитуды атмосфериков 03, 05, 07 декабря. Геомагнитная возмущенность в декабре была слабой – максимальные значения Кр-индекс достигали лишь 2,5-3. Сильное возрастание амплитуды 10.12.2012 г. естественно связать с наиболее сильным в декабре (07.12.2012 г.) землетрясением с магнитудой $M = 7.3$, после которого последовала указанная длительная серия афтершоков. Следовательно, в данном случае для детального анализа эффектов землетрясений пригодно только 3 % (5/185) или, исключая афтершоки, - 12 % (4/34) событий.

Таким образом, оценка показывает, что требование «чистоты» анализа сейсмических эффектов в сигналах атмосфериков существенно снижает статистику рассматриваемых событий (максимум - до 25-30%). Что же касается возможных предвестников землетрясений, то ситуация еще более усугубляется (менее 10%). Требуется дополнительные методики, в качестве которых следует отметить ограниченное использование сигналов СДВ радиостанций в дополнение к сигналам атмосфериков, а также азимутального сканирования ионосферных областей возмущения сигналами грозовых разрядов, позволяющее более уверенно выделять возмущенную область в нижней ионосфере (в том числе и в случае наличия вариаций геомагнитного поля).

Как известно, амплитуды атмосфериков имеют log-нормальное распределение [Norpe1, 1986]. Тем не менее, в области больших амплитуд эта зависимость нарушается, это видно из распределения амплитуды принимаемых сигналов (рисунок 2.8 а) и в источнике сигналов грозовых разрядов (рисунок 2.8 б).

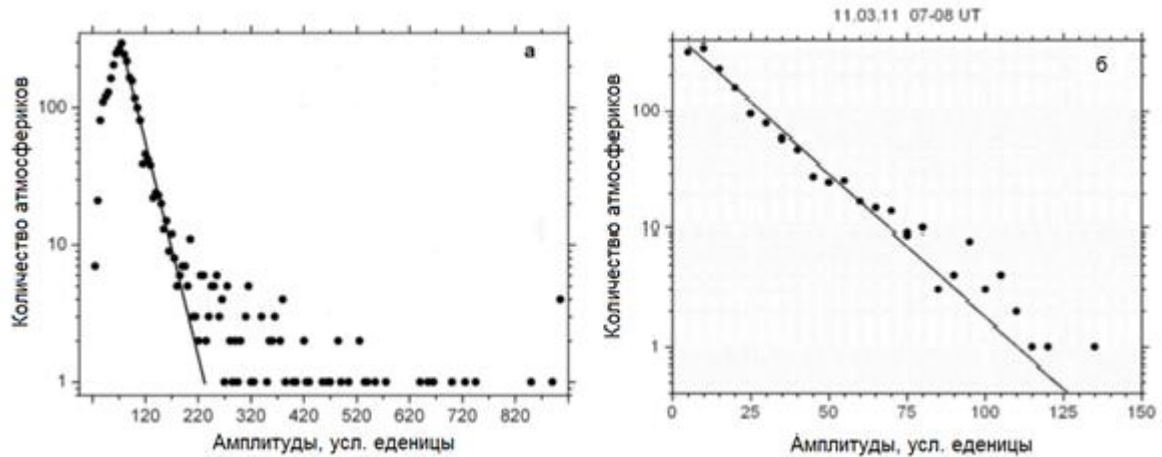


Рисунок 2.8. Амплитудное распределение сигналов, принимаемых в Якутске в 07:00-08:00 UT 11 марта 2011 года (а), и зарегистрированные системой WWLLN на расстояниях 6000-10000 км от Якутска в тот же временной интервал (б)

Анализ данных показывает, что излом в экспоненциальной зависимости соответствует качественному переходу преобладания грозовых разрядов определенного знака – от отрицательных разрядов к положительным, которые имеют большее значение токов, протекающих в канале молнии.

При небольшом потоке атмосфериков (менее 100 разрядов в час) с данного (через эпицентр) направления отдельные сильные положительные атмосферерики могут исказить общую статистическую картину, определяемую, в целом, отрицательными атмосферериками. Поэтому в такой ситуации при поиске эффектов и предвестников сильных землетрясений проводится дополнительный анализ с выбором сигналов с амплитудой ниже области перехода, но близкой к этому значению.

2.4. Выводы к главе 2

Электромагнитные сигналы грозовых разрядов регистрировались при помощи однопунктового грозопеленгатора-дальномера, охватывающего

своими наблюдениями территорию радиусом 12000 км. Максимальное стандартное отклонение по пеленгу $\sim 2,5^\circ$. Пункт регистрации расположен в 30 км от города, что уменьшает влияние промышленных помех на регистрирующую аппаратуру.

Грозопеленгатор-дальномер выполняет задачу по определению пеленга (направление прихода) атмосферика и производит оценку дальности до ее источника. Данные свойства аппаратуры позволяют проводить азимутальное сканирование сейсмоактивных регионов с одного пункта регистрации, что является одним из основных преимуществ наряду с другими методами радиозондирования ионосферы ОНЧ сигналами.

Основной параметр изучения - средняя амплитуда сигналов грозовых разрядов в час. В качестве исходных данных рассматривались вариации амплитуды атмосфериков, зарегистрированных в ночные часы (00–02 LT или 15–17 UT), когда из-за слабого затухания имеет место высокий поток атмосфериков. Однако для более полного анализа вариаций амплитуды сигналов грозовых разрядов используются и данные получаемые в дневные часы [Ionospheric effects of earthquakes, 2012].

Представленный в диссертации результаты по анализу вариаций амплитуды грозовых сигналов, проходящих над эпицентрами литосферных возмущений, были получены с использованием данных с описанного грозопеленгатора-дальномера.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ ГРОЗОВЫХ СИГНАЛОВ, ПРОХОДЯЩИХ НАД ЭПИЦЕНТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В соответствии с результатами наших работы [Mullayarov, 2007], и как указано во второй главе, в вариациях среднеквадратичной амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентрами землетрясений, следует ожидать эффекты от землетрясений с магнитудой более 5. Результаты исследований показывают [Molchanov, 1994;], что для землетрясений с малой магнитудой ионосферный эффект может отсутствовать. Поэтому для детального анализа вариаций характеристик атмосфериков основное внимание уделялось событиям, удовлетворяющим указанным критериям по магнитуде. В основном исследования проводятся по событиям землетрясений, происходящих в сейсмоактивных регионах Юго-Востока: Камчатка, Китай, Индонезия и Филиппины, Японские острова.

3.1 Анализ вариаций амплитуды сигналов грозových разрядов, проходящих над эпицентрами коровых землетрясений

Представлены результаты анализа вариаций амплитуды грозových сигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений с магнитудами более 5 и глубиной очага, не превышающей 50 км.

3.1.1 Эффекты в сигналах грозовых разрядов в событии сильного землетрясения в Японии 11.03.2011 г.

Особенностью данного события является то, что фактически надо рассматривать два события сильных литосферных возмущений, произошедших один за другим (09 и 11 марта 2011 г.) практически в одном месте - недалеко от побережья о. Хонсю, Япония ($\varphi_1 = 38.44^\circ \text{ N}$, $\lambda_1 = 142.84^\circ \text{ E}$, $\varphi_2 = 38.297^\circ \text{ N}$, $\lambda_2 = 142.372^\circ \text{ E}$, расстояние между эпицентрами около 40 км). Магнитуда первого составляла 7.3, а второго, катастрофического - 9.0. Глубина очагов была почти одной и той же - 32 и 30 км. Время суток данных событий отличается на 3 часа. После этих землетрясений последовала длительная серия афтершоков. Дальность до эпицентра указанных сильных землетрясений составляла около 2800 км, азимут (относительно направления на север) - 155° . Исходя из размеров области сейсмической активности в период землетрясений 09 и 11 марта 2011 г. и последовавших афтершоков для анализа введен "центр" этой области с координатами $\varphi_c = 38.4^\circ \text{ N}$, $\lambda_c = 142.8^\circ \text{ E}$, и относительно этого центра проводилось азимутальное сканирование размеров ионосферных возмущений по амплитуде принимаемых атмосфериков. В направлении на эпицентры землетрясений в рассматриваемый период времени действовало 2 основных грозовых очага, располагавшихся дальше сейсмоактивной области: ближний - на дальностях 2500-3000 км и дальний (вернее, дальние очаги) - на расстоянии 6000-8000 км. Как можно видеть на рисунке 3.1 (а), на котором представлено распределение грозовых разрядов в максимуме грозовой активности (15-18 LT) в день сильнейшего землетрясения (11 марта 2011 г., рисунок 3.1 (б)) по данным сети WWLLN [<http://webflash.ess.washington.edu>], основной вклад в поток атмосфериков вносили дальние грозовые очаги.

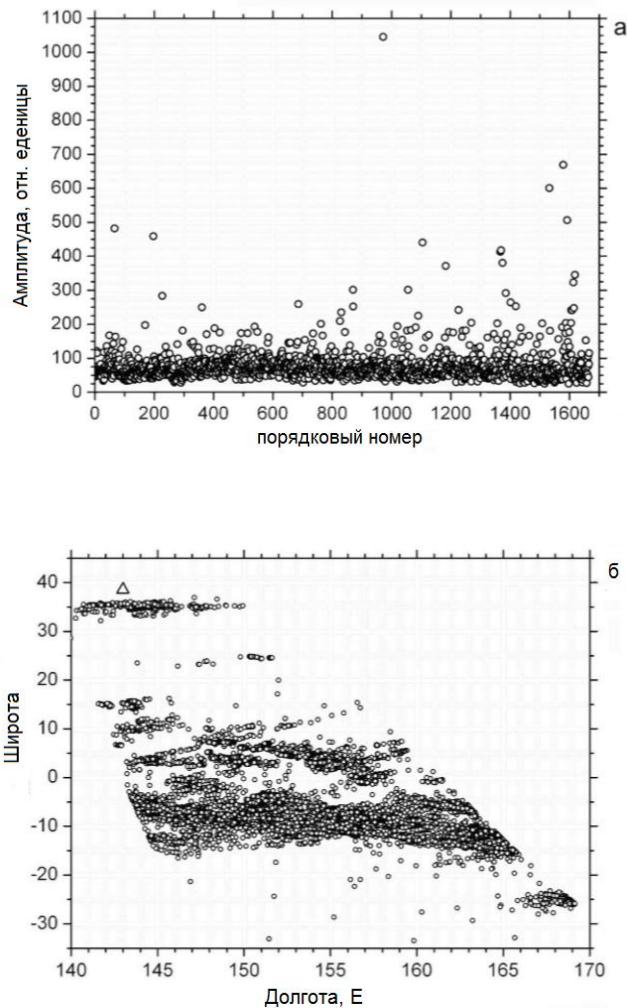


Рисунок 3.1 – (а) Поведение амплитуды атмосфериков в течение временного интервала 02:00 - 3:00 UT с 1 по 14 марта 2011 года (с азимутального сектора $\pm 10^\circ$ относительно направления на эпицентре); (б) Пространственное распределение грозовых разрядов в максимуме грозовой активности (15: 00-18: 00 LT) в день сильнейшего землетрясения (11 марта 2011 г.) по данным сети WWLLN (треугольником отмечен эпицентр M = 9 Tohoku)

Рассмотрим вначале вариации среднечасовой амплитуды атмосфериков, определяемой в 16-17 LT (данный часовой интервал приходится на время максимальной грозовой активности в сутках). На рисунке 3.2 (а, б) приведены вариации амплитуды атмосфериков с 21 февраля по 23 марта; атмосферерики принимались с направления на эпицентр

сильного землетрясения 11 марта 2011 г. с магнитудой равной 9, т.е. с азимута 155° . Рисунок 3.2 (а) получен с использованием данных, полученных грозопеленгатором-дальномером, расположенном в г. Якутске, а рисунок 3.3 (б) – по тем же данным с коррекцией дальности до грозовых очагов, используя для калибровки данные сети WWLLN. Вертикальными линиями указаны среднеквадратические значения ошибок определения средних значений. Из сопоставления рисунка 3.2 (а) и рисунка 3.2 (б) видно, что характер вариаций, за исключением небольших отличий после 16 марта 2011 г., практически один и тот же. Следовательно, в данном случае методика однопунктового мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере, несмотря на большие ошибки определения дальности до грозовых разрядов, эффекты возмущений выявляет уверенно.

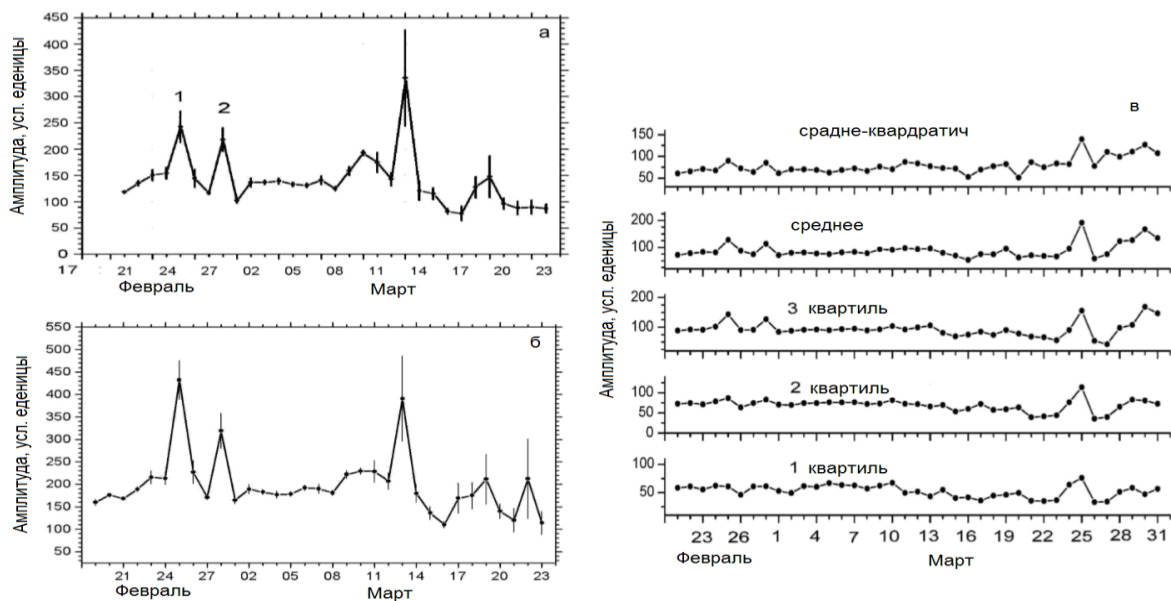


Рисунок 3.2 – Вариации средней амплитуды атмосфериков с направления на землетрясение полученного с грозопеленгатора дальномера в г. Якутске (а), по данным WWLLN (б), значения квартилей, средней, среднеквадратичной амплитуды (в)

Первое землетрясение 09 марта 2011 г. практически не проявилось в вариациях амплитуды (пик 10 марта 2011), а вот после второго литосферного возмущения последовало двукратное усиление амплитуды 13.03.2011. Исходя из наших предшествующих результатов [Погорельцев, 1995; Nayakawa, 2004], такое поведение, заключающееся в 1-2 дневном запаздывании реакции ионосферы на землетрясение, является почти типичным. Предшествующие землетрясению пики 25.03.2011 г. и 28.03.2011 г., обозначенные на рисунке 3.2 (а) цифрами 1 и 2, нами трактуются как предвестники землетрясений. Считая, что первое возрастание амплитуды соответствует первому землетрясению 09.03.2011 г., а второе возрастание - землетрясению 11.03.2011 г., получаем, что первый предвестник наблюдался за 12 дней до события, а второй предвестник - за 11 дней до события. Таким образом, несмотря на то, что два литосферных возмущения развивались одно вслед за другим с небольшим разрывом по времени, картина эффектов землетрясений и их предвестников оказалась вполне типичной для каждого.

На рисунке 3.2 (в) приведены вариации амплитуды атмосфериков, зарегистрированных в часы максимальной грозовой активности (16-17 LT). Расширенный азимутальный сектор, соответствующий пятой зоне Френеля, использован для повышения статистической достоверности. Средняя амплитуда получена разными методами. Нижние три кривые отображают квартили (вторая квартиль Q_2 , как известно, соответствует медиане), выше следуют вариации среднеарифметического среднего A_{cp} (но с исключением экстремальных значений выше 3σ , где σ - стандартное отклонение) и среднегеометрического $A_{геом}$ (увеличенного в 2 раза для сопоставимости графиков). Видно отсутствие на всех графиках эффектов землетрясений, которые на рисунке 3.2 (а) представлены пиками 10 и 13 марта. Следовательно, эффекты землетрясений на рисунке 3.2 (а, б) связаны с высокоамплитудной частью распределения. Предвестники литосферных событий 25 и 28 февраля в медиане и нижней квартили выражены слабо, что говорит о проявлении предвестников также в высокоамплитудной части

распределения. На рисунке 3.2 (в) обращает на себя внимание высокий пик 25 марта 2011 г., проявившийся на всех графиках, в том числе и в нижней квантили. Видно также, что после эффектов первых землетрясений фоновые значения амплитуды атмосфериков уменьшились (в первой квантили - с 10 марта 2011 г.), что может свидетельствовать о турбулизации нижней ионосферы. Рассмотренные вариации амплитуды относятся к атмосферикам, которые регистрировались в период максимума грозовой активности по местному времени (в часовом интервале 16-17 LT), т.е. с достаточным для анализа количеством дневных атмосфериков. В ночное время из-за лучших условий распространения сигналов в приземном волноводе число регистрируемых атмосфериков еще более увеличивается, повышая вероятность выявления сейсмических эффектов.

На рисунке 3.3 (а) представлена картина сейсмических явлений с $M > 5$, произошедших около Японии в угловом секторе наблюдений атмосфериков $\pm 20^\circ$ относительно направления на "виртуальный центр", начиная с 09 марта 2011 г. по конец апреля. Нижнее значение магнитуды взято с учетом того, что, как уже отмечалось, эффекты в вариациях амплитуды атмосфериков наблюдаются в случае сильных землетрясений - с магнитудой более 5. Практически непрерывная в течение всех суток сейсмическая активность наблюдалась до 17-18 марта 2011 г., затем учащенная последовательность событий с максимальными магнитудами 6.4 и 6.5 отмечена 22 марта 2011 г. Далее частота сильных событий внутри суток спала (можно только отметить день 11 апреля 2011 г., когда зарегистрирована последовательность землетрясений с максимальными магнитудами 6.2 и 6.6). Среди одиночных (в течение суток) сильных землетрясений можно отметить землетрясение с магнитудой 7.1, зарегистрированное 07 апреля 2011 г.

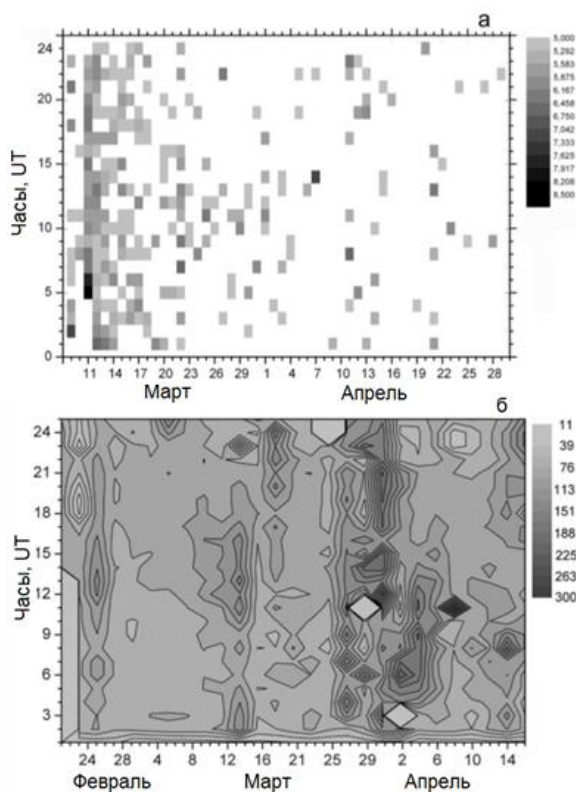


Рисунок 3.3 – Количество сейсмических явлений с магнитудой более 5, произошедших около Японии в период с 09.03.2011 г. по 30.04.2011 г. (а). Вариации средней амплитуды атмосфериков во все часы суток с 21.02.2011 г. по 16.04.2011 г. (б)

На рисунке 3.3 (б) показаны вариации средней амплитуды атмосфериков (с исключением только экстремальных значений, менее 3% точек) во все часы суток за интервал 21.02.2011-16.04.2011 гг. Видно, что эффекты литосферных возмущений и их предвестников наблюдались практически в течение всех суток (25 февраля и 13 марта 2011 г.) с максимумом в поздние-вечерние-ночные часы (11-17 UT). 17 марта 2011 г. выделяется еще одно усиление амплитуды после 12 UT, которое совпадает с завершением первой длительной серии землетрясений, начавшейся с землетрясения 09 марта 2011 г. Но более высокие значения амплитуды, регистрировались в период 25 марта - 03 апреля, когда суточная частота землетрясений существенно спала. В то же время следует отметить, что 07

апреля зарегистрировано сильное землетрясение с магнитудой 7.1, а 11 апреля 2011 г. заметная суточная серия событий с максимальными значениями магнитуды 6.6 и 6.2. Тогда указанные высокие значения амплитуды атмосфериков в период 25 марта - 03 апреля 2011 г. возможно представляют собой предвестники. Более того, непосредственно за четыре часа перед землетрясением 07 апреля с магнитудой 7.1 на рисунке 3.3 (б) можно видеть сильное кратковременное (часовое) усиление амплитуды, которое также можно рассматривать в качестве "совсем" краткосрочного предвестника.

Анализ вариаций часовых значений амплитуды сигналов атмосфериков, проходящих над областью эпицентров землетрясений около японских островов в марте 2011 г., показывает, что в период сильных литосферных возмущений 09 марта и 11 марта и за 12 дней до них наблюдалась типичная картина вариаций, связываемых нами с сейсмическими событиями [Погорельцев, 1995]. Эффекты землетрясений в виде возрастания амплитуды, наблюдались для каждого события: для первого землетрясения спустя одни сутки в выделенные часы суток, а для второго сильного землетрясения, спустя уже двое суток (13 марта) практически в течение всех суток. Возрастания амплитуды, которые произошли 25 февраля и 28 февраля, рассматриваются как их возможные предвестники. Регистрация обоих предвестников может свидетельствовать о том, что литосферные возмущения, несмотря на очень близкое расположение очагов к друг другу и малую разницу во времени, развивались независимо.

Как известно, амплитуды атмосфериков имеют log-нормальное распределение [Норрел, 1986]. Тем не менее, в области больших амплитуд эта зависимость нарушается, это видно из распределения амплитуды принимаемых сигналов (рисунок 3.4 а) и в источнике сигналов грозовых разрядов (рисунок 3.4 б).

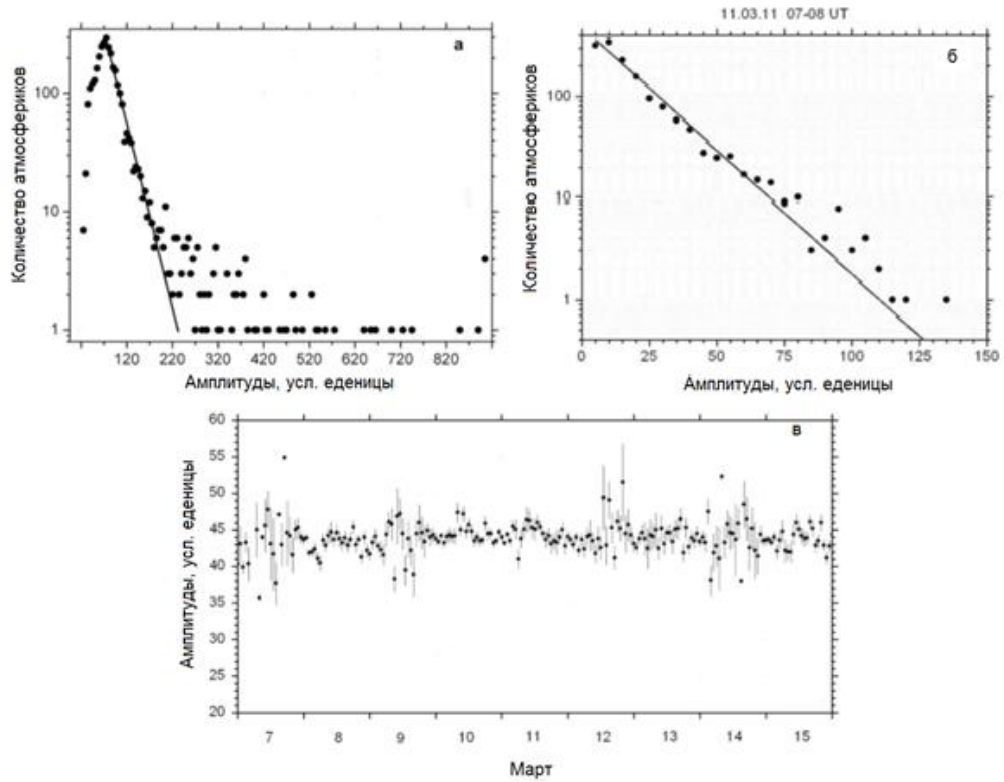


Рисунок 3.4 – Амплитудное распределение сигналов, принимаемых в Якутске в 07:00-08:00 UT 11 марта 2011 г. (а), и зарегистрированные системой WWLLN на расстояниях 6000-10000 км от Якутска в тот же временной интервал (б). Вариация амплитуды сигналов грозовых разрядов, полученные по данным сети WWLLN во время сильного землетрясения в области от 6000 до 10000 км от пункта регистрации в Якутске и азимутального сектора, соответствующего 2 зоне Френеля (в)

Анализ данных показывает, что излом в экспоненциальной зависимости соответствует качественному переходу преобладания грозовых разрядов определенного знака – от отрицательных разрядов к положительным, которые имеют большее значение токов, протекающих в канале молнии. Таким образом, при поиске эффектов и предвестников сильных землетрясений следует выбирать сигналы с амплитудой ниже области перехода, но приблизительно близкой к этому значению. Действительно, эффекты сильных землетрясений, произошедших в Японии 9

и 11 марта, рассмотренные в данной работе, проявились в вариациях 3 квартили (рисунок 3.2 (в)). Отсутствие данных эффектов в значениях 1 и 2 квартилей связано с наличием шума в вариациях амплитуды сигнала.

Параметры грозových очагов не стабильны и изменяются день ото дня, однако используемая методика мониторинга в значительной степени нивелирует эти изменения, так как средняя амплитуда атмосфериков рассчитывается с большим временным (часовым) и пространственным усреднением. К примеру, средний размер грозových ячеек порядка 30 км, поперечное сечение всей площади грозы содержит порядка 50 грозových очагов, что соответствует размерам второй зоны Френеля для сигналов от источников на расстоянии порядка 10000 км (литосферное возмущение в ионосфере на расстоянии около 5000 км от приемного пункта).

На рисунке 3.4 (в) в качестве примера представлены вариации средней амплитуды сигналов грозových разрядов вблизи области излома экспоненциального распределения амплитуд в период рассмотренных сильных землетрясений в Японии. Выбраны источники атмосфериков, соответствующие первым двум зонам Френеля для данных землетрясений. Вариации амплитуды сигналов грозových разрядов лежат в диапазоне $\pm 10\%$ от среднего значения, в то время как эффекты землетрясений могут проявляться в виде повышения амплитуды более чем в 1.5 раза (рисунок 3.2 (а) - эффект землетрясения проявился 13 марта в виде повышения амплитуды в 2.6 раза, а предвестник землетрясения проявился 25 февраля в виде повышения амплитуды в 1.6 раза). Следует отметить, что зарегистрированные увеличения амплитуды сигналов грозových разрядов по данным грозопеленгатора в г. Якутске отсутствуют в вариациях амплитуды сигнала в источнике (по данным WWLLN). Это подтверждает вывод, что увеличение амплитуды атмосфериков в феврале и марте 2011 г. связаны с изменением условий распространения на радиотрассе – появлением ионосферных возмущений, вызванных сильными землетрясениями.

Проведенный анализ вариаций среднечасовых значений амплитуды сигналов атмосфериков, прошедших над областью эпицентров землетрясений в период сложной серии землетрясений (сильные литосферные возмущения с $M=7.3$ и $M=9$ и последующие афтершоки), показывает, что в начальный период (землетрясения 09 марта и 11 марта) наблюдалась типичная картина вариаций, проявившаяся в возрастании амплитуды сигналов после обоих землетрясений и возможном наличии предвестников также в виде возрастания амплитуды за 12-14 дней до событий.

Несмотря на почти непрерывную серию литосферных возмущений в рассматриваемом интервале 09 марта - 15 апреля 2011 г., после начальных эффектов сильных землетрясений зарегистрированы еще пиковые усиления амплитуды атмосфериков - спустя 4 дня (17 марта 2011 г.) и наиболее сильные возрастания амплитуды в период 26 марта - 05 апреля 2011 г. Этим вариациям можно в принципе, поставить в соответствие последующие серии землетрясений с повышенной магнитудой ($M>6$) в определенные сутки, т.е. рассматривать их как предвестники. Вероятно, зарегистрирован также краткосрочный предвестник в виде сильного часового возрастания амплитуды атмосфериков за четыре часа перед землетрясением 07 апреля 2011 г. с магнитудой 7.1.

В периоды усиления амплитуды атмосфериков зарегистрированы цуги квазипериодических вариаций амплитуды [Поддельский, 2004], которые, в совокупности с запаздыванием эффектов землетрясений относительно времени самих событий, могут свидетельствовать в пользу передачи энергии литосферных процессов в нижнюю ионосферу с помощью атмосферных гравитационных волн, что соответствует результатам исследований в мировой литературе [Войтов, 1994; Резкое распывание спорадических, 1992; Shalimov, 1992].

3.1.2 Амплитудные вариации сигналов с разных азимутов, связываемые с сейсмическими событиями

Рассмотрено множество землетрясений с различными магнитудами и дальностями от пункта регистрации сигналов грозовых разрядов. Основные исследуемые регионы — это Камчатка, Япония, Филиппины. Расстояние до данных сейсмоактивных регионов позволяет проводить уверенное выделение эффектов землетрясений в сигналах атмосфериков [Вариации параметров грозовых, 2011; Mullayarov, 2007]. Высокий поток сигналов грозовых разрядов с направления на сейсмоактивные регионы позволяет проводить дистанционный мониторинг за параметрами ионосферы и выделять возмущения в нижней ионосфере связанные с литосферными процессами. В качестве примеров, далее приведены проявления предвестников и эффектов землетрясений.

На рисунке 3.5 представлены вариации средней амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентром землетрясения на Курильских островах (43.9° , 147.2°) 27 ноября 2009 г. Дальность до пункта регистрации составляла 2400 км, азимут 143° , магнитуда 5.0, а глубина очага 43 км.

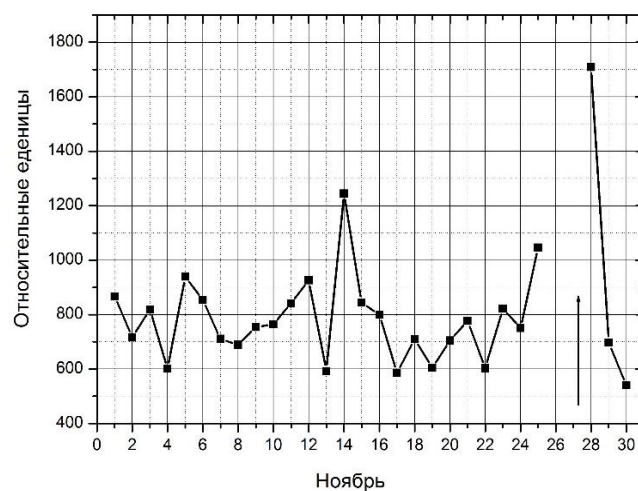


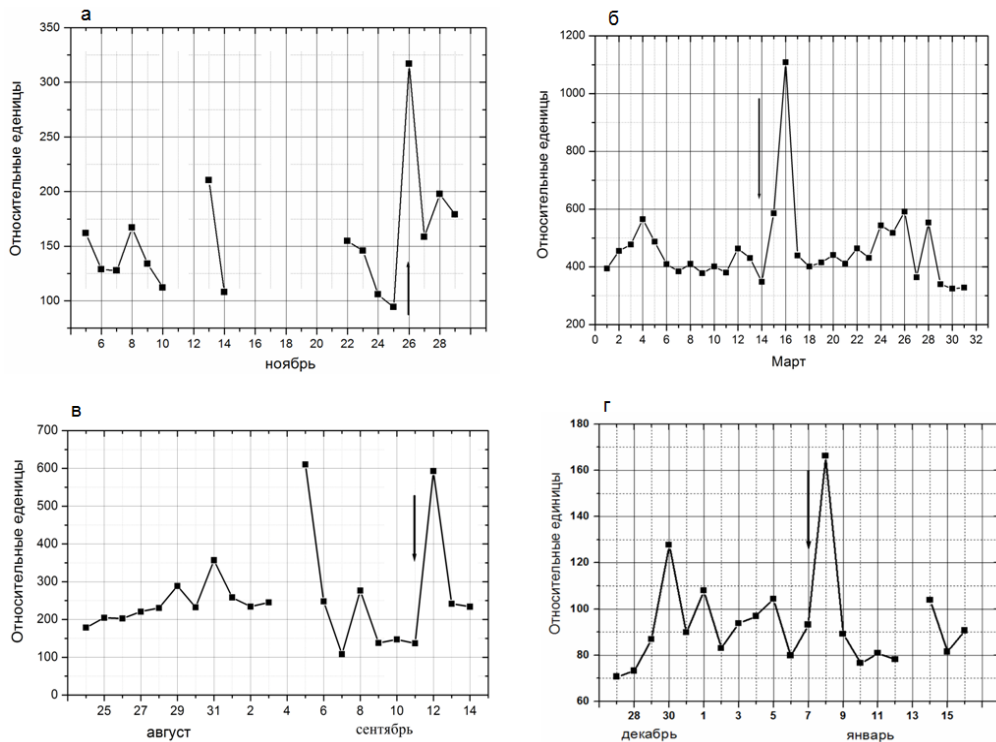
Рисунок 3.5 – Вариации амплитуды грозовых сигналов, проходящих над эпицентром землетрясения на Курильских островах 27 ноября 2009 г.

Хотя 26-27.11.2009 г. данные отсутствуют, по рисунку можно предполагать, что эффект землетрясения (двукратное усиление амплитуды) проявился на следующий день после события. Приблизительно 1,5-кратное усиление амплитуды, имевшее место 14.11.2009 г., можно рассматривать как предвестник данного литосферного возмущения.

Увеличивая азимутальный раcтвор, рассмотрим в качестве примера эффекты землетрясений в Филиппинах 26.11.2012 г., Японии 14.03.2012 г., 11.09.2008 г., Индонезии 07.01.2012г. Параметры событий приведены в таблице 3.1, а вариации амплитуды сигналов в период данных землетрясений – на рисунке 3.6. У всех рассматриваемых сейсмических событий магнитуда больше 5, а значение глубины не превышает 50 км.

Таблица 3.1. – Параметры и координаты эпицентра, рассмотренных землетрясений

	Координаты эпицентра землетрясений	Магнитуда	Глубина (км)
Филиппины, 26.11.2012 г.	10.43°N 126.70°E	5.2	43.9
Япония, 14.03.2012 г.	35.68°N, 140.69°E	6.0	10
Япония, 11.09.2008 г.	41.89°N, 143.75°E	6.8	25
Индонезия, 07.01.2012 г.	1.78° N, 127.31° E	5.0	36



Рисунке 3.6 – Вариации амплитуды сигналов грозových разрядов, проходящих над эпицентрами литосферных возмущений на Филиппинах (а), Японии (б, в), Индонезии (г). Стрелкой отмечены дни литосферных возмущений

Как видно из рисунка 3.6 (а) в день или на следующий день после литосферного возмущения наблюдалось значительное резкое (однодневное) повышение амплитуды сигналов, являющееся эффектом землетрясения. Величина возрастания амплитуды одного порядка (в событиях на Филиппинах и в Японии возрастание в ~ 3 раза, в случае землетрясения в Индонезии – в ~ 2 раза). А возрастания амплитуды в предшествующие землетрясению дни (его возможные предвестники) меньше эффектов землетрясений, за исключением события в Японии с большей магнитудой, когда величина предвестника была той же, что и эффект землетрясения. Геомагнитная обстановка в рассмотренных периодах была невозмущенной, что говорит о том, что повышения амплитуды в рассматриваемые периоды

были связаны с влиянием литосферных процессов на параметры нижней ионосферы.

Рассмотренные проявления мелкофокусных сейсмических событий в вариациях средней амплитуды сигналов, распространяющихся над эпицентрами, показывают, в целом, одну картину в виде возрастания амплитуды сигнала. Эффект землетрясения заключается в резком (как правило, в однодневном) усилении амплитуды обычно в 2-3 раза (максимально – в 7-8 раз) в день или в следующие 2 дня после события. Вариации амплитуды сигналов за 4-10 дней до землетрясений также в виде однодневного повышения амплитуды рассматриваются в качестве предвестников. Обобщим указанную картину, используя метод наложения эпох. На рисунке 3.7 представлены вариации амплитуды, приведенной к медианным значениям, полученные данным методом для 17 землетрясений, магнитуда которых была больше 5, а глубина не превышала 50 км. За нулевой день в эпохе принят день сейсмического события. Методика получения усредненных амплитудных вариаций заключалась в следующем. Отдельно для каждого землетрясения был получен ход среднечасовой амплитуды грозных сигналов для ночных условий распространения сигналов, проходящих над эпицентром данного землетрясения, для интервала -20, +10 дней от события. Далее амплитуда каждого дня приводилась к медианному значению, которое было найдено для рассматриваемого периода за исключением дней эффектов землетрясений и их предвестников. Полученные вариации значений амплитуды, приведенной к медиане для каждого землетрясения и объединили методом наложения эпох.

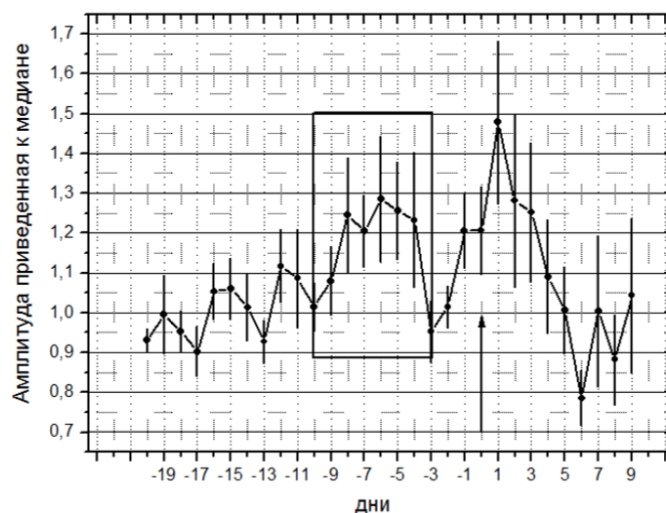


Рисунок 3.7 – Вариации значений амплитуды, приведенной к медиане, полученные методом наложения эпох для 17 землетрясений. Стрелкой отмечен день литосферного возмущения

На рисунке 3.7 видны два максимума амплитуды, один из которых приходится на +1 день после события и соответствует эффекту собственно землетрясения. Максимум, предшествующий землетрясениям и приходящийся на -6 день, рассматривается в качестве предвестника землетрясений. Большое расплывание "предвестника" (на рисунке отмечено квадратом) по сравнению с хорошо выраженным эффектом землетрясений обусловлено более широким временным интервалом наблюдения предвестников (4-10 дней до событий). На рисунке 3.7 также примечателен минимум, предшествующий нулевому дню (минимум в -3 день) и который дополняет общую картину проявления сейсмических событий в вариациях амплитуды сигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений. Именно падение уровня сигналов непосредственно перед сейсмическими событиями отмечается в ряде работ по исследованию их эффектов.

Таким образом, приведенные результаты, а также другие результаты, опубликованные в [Вариации параметров грозových, 2011; Mullayarov, 2007, 2012], позволяют сделать вывод, что электромагнитные сигналы грозových

разрядов, могут быть привлечены в качестве одного из средств комплексного мониторинга возмущений нижней ионосферы, обусловленных коровыми землетрясения (с глубинами очагов до 70 км) с магнитудой более 5. Эффекты сейсмических событий и предшествующие им литосферные процессы проявляются в амплитудных характеристиках атмосфериков.

3.1.3 Вариации амплитуды сигналов грозových разрядов, в период землетрясения в Японии 11.09.2008 г.

Рассмотрено азимутальное распределение проявлений сейсмических событий, которое отражает поперечные размеры области возмущения в нижней ионосфере на примере землетрясения, которое произошло в Японии (41.892° N; 143.754° E) 11.09.2008 г. Расстояние от эпицентра землетрясения до пункта регистрации составляло 2400 км, а основные грозových источники сигналов по азимуту на эпицентр регистрировались на дальностях 4200–5600 км от пункта наблюдения. Грозových источники атмосфериков располагались над поверхностью океана, в связи с чем количество атмосфериков за часовые интервалы усреднения было не таким большим, какое обычно наблюдается над сушей [Погорельцев, 1995]. Вариации средней амплитуды ночных атмосфериков (00–01 LT) в событии землетрясения показаны на рисунке 3.8 (а), где день литосферного возмущения отмечен стрелкой. Виден хорошо выраженный эффект землетрясения, последовавший на следующий день после события. При этом, пиковая амплитуда атмосфериков в четыре раза превышает уровень в предшествующие три дня. Подобное же возрастание амплитуды, наблюдавшееся 05.09.2008 г., можно рассматривать как предвестник землетрясения. Следует отметить, что за 1.5 суток до предвестника наблюдалось кратковременное усиление геомагнитной активности (рисунок 3.8 б), которое могло бы повлиять на вариации амплитуды атмосфериков. Однако то, что значительное усиление амплитуды атмосфериков 05.09.2008 г. можно считать предвестником землетрясения

можно убедиться, если рассмотреть вариации амплитуды атмосфериков, принимаемых с соседних азимутов.

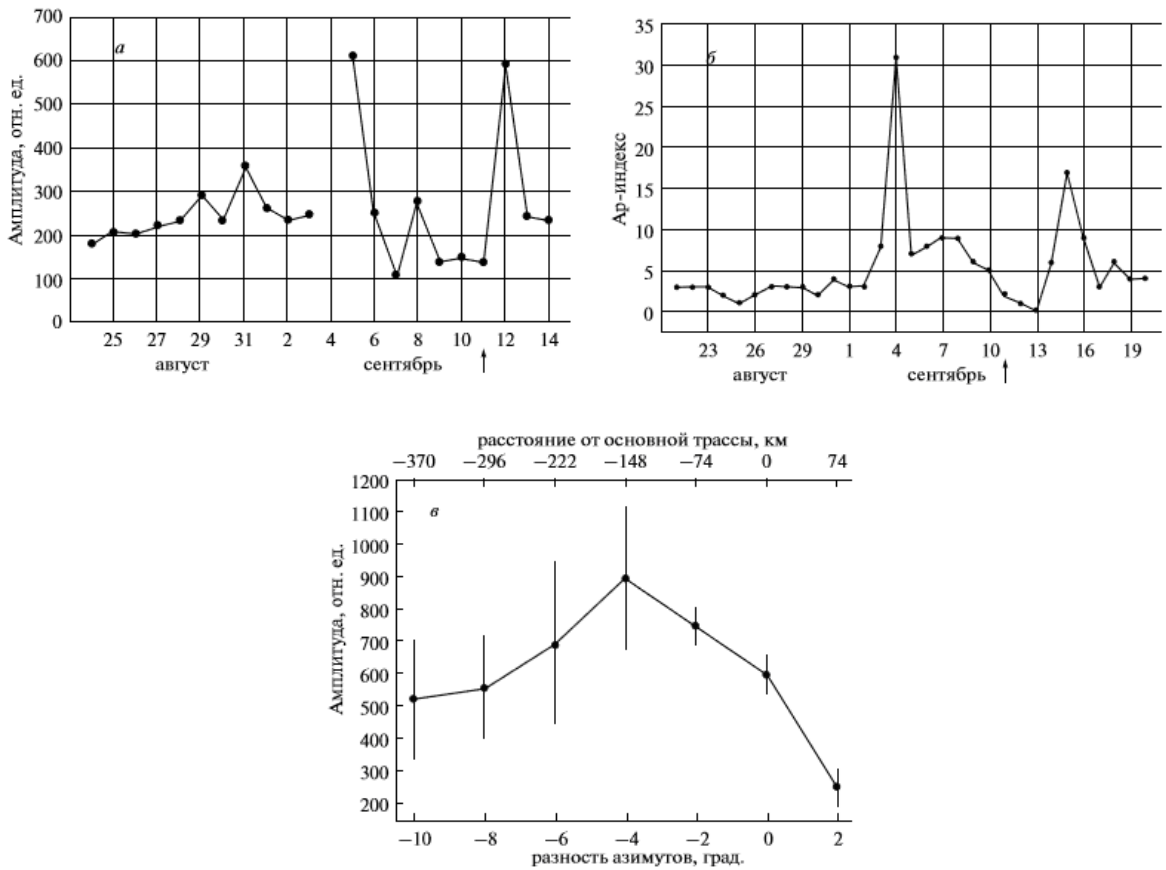


Рисунок 3.8 – Вариации средней амплитуды ночных атмосфериков в событии землетрясения 11.09.2008 г. (а); вариации геомагнитного индекса (Ap) (б); азимутальное распределение средней амплитуды атмосфериков для предвестника 31.08.2008 г. (в). День землетрясения указан стрелкой

На рисунке 3.8 (в) дано азимутальное распределение средней амплитуды атмосфериков для первого предвестника относительно направления на эпицентр землетрясения. Поперечные размеры области возмущения в нижней ионосфере можно оценить по верхней шкале. Для расстояний до источников атмосфериков, вдвое превышающих расстояние до эпицентра, поперечник первой зоны Френеля соответствует 380 км. Эффект

собственно землетрясения оказался “размазан” по времени и пространству: 12.09.2008 г. (на следующий день после события) максимум возмущения амплитуды атмосфериков зарегистрирован на азимутальном направлении $+6^\circ$ относительно направления на эпицентр (западнее, без захвата эпицентра), а на следующий день (13.09.2008 г.) в эти же часы эффект наблюдался уже в направлении на эпицентр и восточнее его. Приблизительно такие же поперечные размеры (первая зона Френеля) области возмущения в период предвестника наблюдались и в других рассмотренных ранее событиях [Погорельцев, 1995; Hayakawa, 2004].

На рисунке 3.9 (а, б) приведены вариации амплитуды атмосфериков для пятой зоны Френеля, принимаемых в этот же часовой интервал для этого события с различных азимутов с направления на эпицентр землетрясение с шагом 10 градусов. Хорошо видно, что как эффект литосферного возмущения, так и предвестник выражены только в направлении на эпицентр землетрясения. Отсюда также следует вывод, что оба эффекта проявились в меньшей области, чем размеры пятой зоны Френеля. Результаты на рисунке 3.9 указывают, что на наибольшее повышение амплитуды сигналов грозových разрядов, было зарегистрировано с направления на землетрясение и отсутствуют на соседних азимутах. Это говорит нам, что повышение амплитуды атмосфериков 5 и 12 сентября связаны с литосферным возмущением 11.09.2008 г.

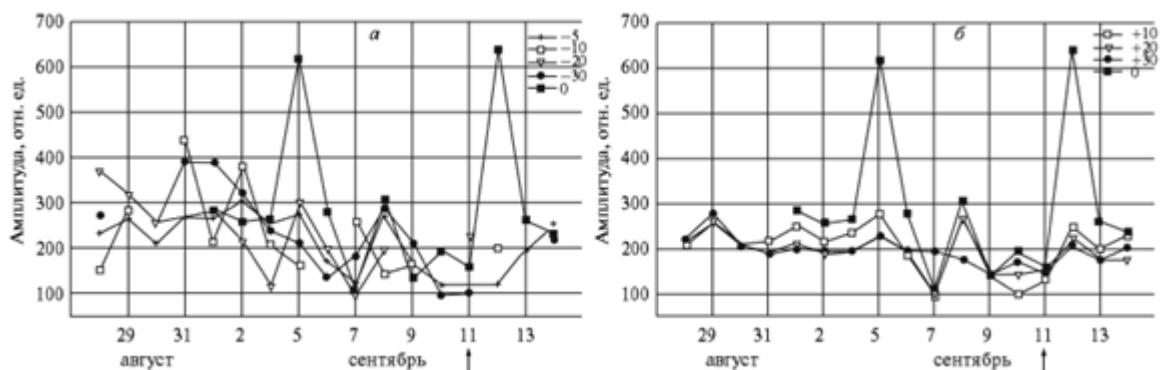


Рисунок 3.9 – Вариации средней амплитуды ночных атмосфериков, принимаемых с различных азимутов относительно азимута на эпицентр землетрясения (отмечен как 0°) 11.09.2008 г. (а, б – через 10°). Стрелкой отмечен день литосферного возмущения

В вариация амплитуды сигналов грозových разрядов, распространяющихся над эпицентром литосферного возмущения, наблюдаются два максимума, один из которых относится к эффекту землетрясения 12.09.2008 г., а повышение амплитуды 05.09.2008 г. - к его возможному предвестнику.

На данном примере представлена полезность азимутального сканирования в направление на эпицентр землетрясения. Как видно из графиков, представленных на рисунке 3.9, данная методика позволяет увеличить вероятность выделения эффектов и предвестников литосферных возмущений, т.е. увеличить достоверность получаемых результатов.

3.1.4 Вариации амплитуды сигналов грозových разрядов на протяженной трассе над эпицентром землетрясения в Турции 08.03.2010 г.

Проявления сейсмоэффектов в вариациях средней амплитуды атмосфериков от более дальних землетрясений рассмотрим на примере

события с магнитудой 5.9, произошедшего в Турции 08.03.2010 г. в 02:32:35 UT на глубине 10 км.

Данное событие выбрано исходя из того, что в данном направлении (на запад от пункта приема сигналов: азимут 290.5° дальность 6240 км) имелась возможность “прокалибровать” основную часть трассы, т.е. попытаться разделить вариации амплитуды атмосфериков по месту их возникновения на трассе распространения. В качестве калибровочного сигнала использовался сигнал СДВ радиопередатчика в Краснодаре. Разность между азимутом на эпицентр землетрясения и азимутом на радиопередатчик составляет всего 6° , а расстояние от радиопередатчика в Краснодаре до границы пятой зоны Френеля для центральной трассы равняется ~ 400 км. При этом положение радиопередатчика попадает приблизительно на середину трассы распространения атмосфериков от наиболее далеких грозových источников. На рисунке 3.10 (а) положение радиопередатчика обозначено квадратиком, а размеры пятой зоны Френеля на середине трассы – кружками. Вариации амплитуды атмосфериков, проходящих над областью эпицентра землетрясения, приведены на рисунке 3.10 (б).

В качестве исходных данных рассматривались амплитуды атмосфериков, зарегистрированных в ночные часы (00–02 LT или 15–17 UT), когда благодаря слабому затуханию в волноводе «Земля-ионосфера» имеет место высокий поток атмосфериков. Как показал анализ, основной вклад в сигналы с данного направления и с расстояний, превышающих дальность до эпицентра землетрясения, вносили атмосферерики от грозového очага вблизи западного приэкваториального побережья Африки.

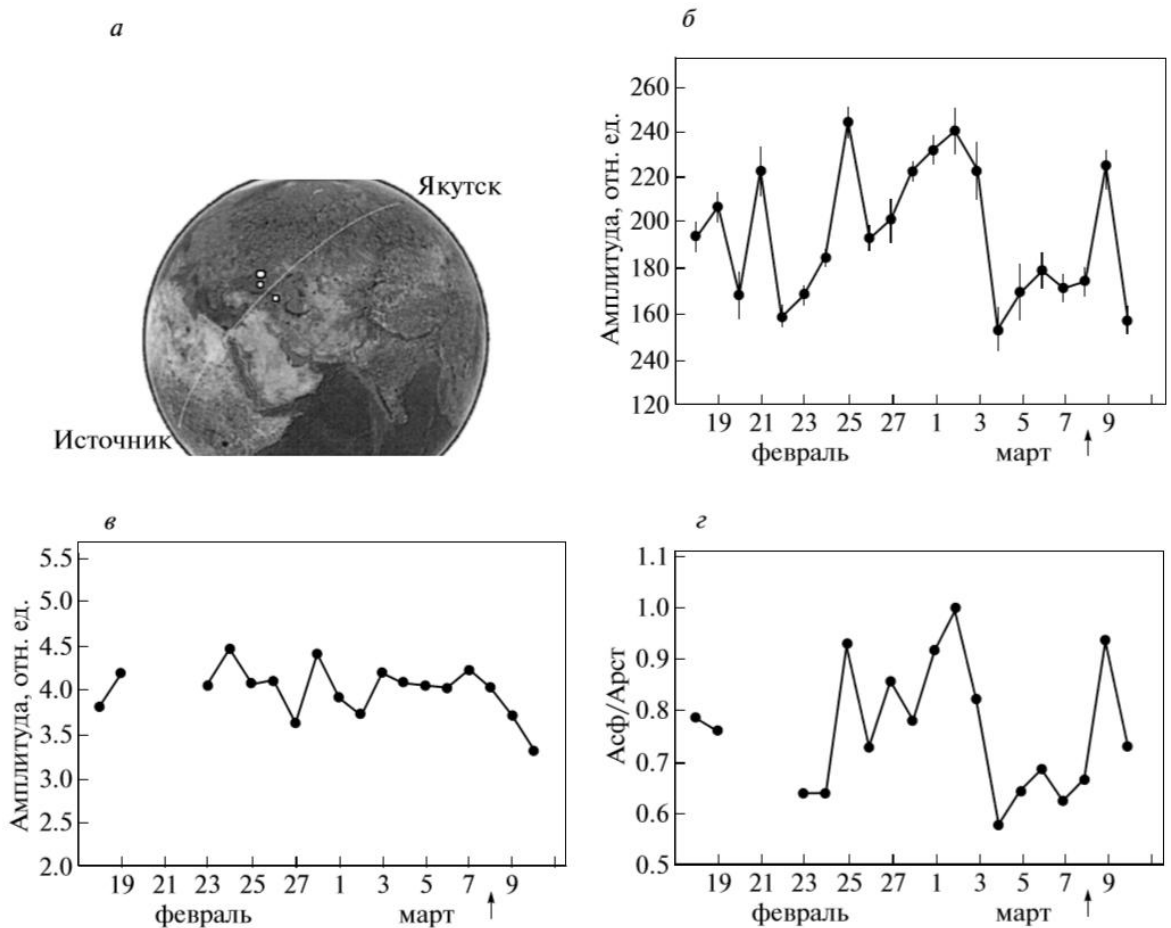


Рисунок 3.10 – Расположение радиостанции (квадрат) и размеры пятой зоны Френеля на середине трассы (кружки) (а); вариации амплитуды атмосфериков принимаемых в г. Якутске (б); вариации амплитуды радиостанции (в); отношения амплитуды атмосфериков к амплитуде сигнала радиостанции (г). Стрелкой отмечен день землетрясения.

Эффект литосферного возмущения выразился в усилении сигнала на следующие сутки после события. В тоже время, в отличие от ранее рассмотренных случаев более близкого расположения землетрясения, предшествующие событию вариации амплитуды атмосфериков носили сложный характер. В рассматриваемый интервал времени в западном направлении от пункта регистрации, в секторе на эпицентр рассматриваемого землетрясения, произошло еще три литосферных возмущения. Однако

эпицентры данных землетрясений, которые произошли в Иране 18.02.2005 г. и 23.02.2005 г., а также в Греции 28.02.2005 г., находились на расстоянии более 1000 км от центральной трассы, проходящей через эпицентр в Турции, т.е. на расстоянии не менее десятой зоны Френеля. Воздействие указанных землетрясений на амплитуду сигналов, принимаемых с азимута 290° , если и было возможным, то незначительным. Вариации сигнала радиопередатчика на протяжении полумесячного периода были слабыми и не превышали 25% (в интервале 20–22.02.2010 г. сигнал отсутствовал), т.е. в амплитуде сигнала радиопередатчика никаких эффектов от литосферного возмущения и никаких предвестников не проявилось. На рисунке 3.10 (в), на котором представлено поведение амплитуды атмосфериков, нормированной на амплитуду сигнала радиопередатчика, все вариации атмосфериков сохранились. Следовательно, так как трасса сигнала радиопередатчика и выбранные трассы распространения атмосфериков очень близки по азимуту, то можно полагать, что все изменения в амплитуде сигналов атмосфериков происходили над эпицентром или в грозном очаге (на дальностях за радиопередатчиком). В качестве вероятного предвестника на рисунке 3.10 (б) можно рассматривать значительное усиление амплитуды с максимумом 02.03.2010 г. и однодневный максимум 25.02.2010 г. Однако, анализ вариаций амплитуды атмосфериков с соседних азимутальных секторов 275° , 260° показывает, что максимум 02.03.2010 г. таковым не является, так как на соседних азимутах присутствуют подобные вариации, хотя и с максимумом на один день раньше – 01.03.2010 г. Однодневный максимум 25.02.2010 г. присутствует только на “ближнем” азимуте 275° . А максимум 21.02.2010 г. наблюдался только с азимута на эпицентр землетрясения, т.е. именно его, по-видимому, можно рассматривать в качестве предвестника.

Вариации амплитуды атмосфериков в период, предшествующий землетрясениям, не были связаны с геомагнитной активностью, – до 03.03.2010 г. возмущенность была очень слабой, усиление до умеренной возмущенности наблюдалось 03–04.03.2010 г.

Таким образом, основные вариации сигналов пришлись на участок трассы, соответствующий эпицентру землетрясения. Результаты рассмотрения данного события свидетельствуют о возможности выделения эффектов в сигналах атмосфериков и от дальних землетрясений, однако надежность выделения эффектов в таких случаях ниже.

3.2 Результаты анализа вариаций амплитуды грозových сигналов, проходящих над эпицентрами глубокофокусных землетрясений

Основное количество землетрясений, эффекты которых рассмотрены выше, а также в большинстве опубликованных работ, относится к коровым, т.е. к землетрясениям, происходящим в земной коре (глубины очагов менее 80 км). В качестве примера на рисунке 3.11 представлено распределение глубин очагов землетрясений за период с 2010 г. по 2014 г. в Индонезии, как видно наибольшее число событий имеют глубину очага, не превышающую 100 км [Argunov, 2015].

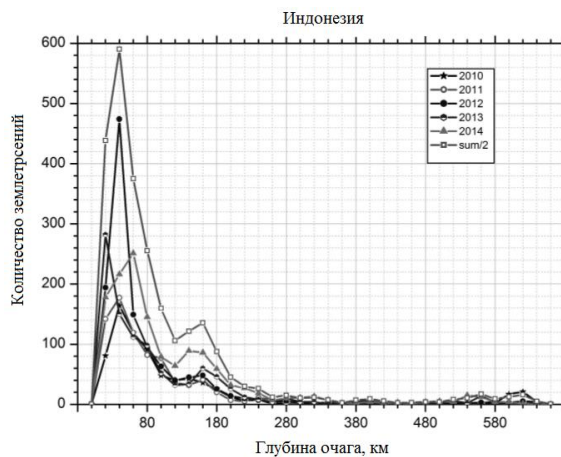


Рисунок 3.11 – Распределение глубин очагов землетрясений с 2010 г. по 2014 г. для Индонезийского региона

Однако, как показывают наши исследования, глубокофокусные землетрясения, глубина очага которых более 80-100км, также могут оказывать влияние на ионосферу и, соответственно, проявляться в амплитудных вариациях атмосфериков. Возможные эффекты глубокофокусных землетрясений отмечены также в [Hayakawa, 2009, 2013].

3.2.1 Анализ вариаций амплитуды грозových сигналов, проходящих над эпицентром глубокофокусного землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г.

Проявление сейсмозффектов в вариациях средней амплитуды атмосфериков от глубокофокусных землетрясений рассмотрим на примере события, произошедшего в Охотском море 24.05.2013 г. ($\varphi = 54.7^\circ \text{ N}$, $\lambda = 153.7^\circ \text{ E}$), недалеко от побережья п-ова Камчатка. Очаг землетрясения располагался на очень большой глубине - 608.9 км [<http://earthquake.usgs.gov>]. Данное событие спустя 14 мин сопровождалось более слабым землетрясением с магнитудой 5.3, которое произошло севернее на 300 км, а в 14:56:29 UT южнее на расстоянии 320 км произошло еще одно достаточно сильное землетрясение с магнитудой 6.8 (<http://www.emsd.ru>).

В рассматриваемом случае грозовая активность в областях, лежащих за эпицентром землетрясения (океанская поверхность в окрестности Гавайских островов и о. Мидуэй), трассы распространения сигналов от которых проходили над эпицентром и лежали в пределах первых зон Френеля [Войтов, 1994; Вариации параметров грозových, 2011], была слабой. Данное обстоятельство потребовало привлечения измерений в двух дополнительных пунктах. Один из этих пунктов располагается к юго-западу от Якутска на расстоянии 660 км (г. Нерюнгри), а второй пункт находится на п-ове Камчатка (с. Паратунка, 1960 км от Якутска), т.е. с другой стороны от эпицентра. Соответственно источниками сигналов, проходящих над эпицентром к Паратунке, были грозы на территории Сибири и далее на запад.

Калибровка приемных комплексов осуществлялась по данным регистрации атмосфериков на мировой сети грозопеленгации WWLLN.

Дополнительно для анализа сейсмических возмущений в нижней ионосфере привлекаются измерения амплитуды сигнала СДВ радиостанции, находящейся на Гавайских островах (Lualualei, частота 21400 Гц). В качестве "фоновых" сигналов радиостанций использованы сигналы радиостанций с южного направления: радиостанция в Японии, (Ebino частота 22200 Гц) и радиостанция в Австралии (North West Cape, частота 19800 Гц).

Эпицентр землетрясения 24.05.2013 г. находился в Охотском море, недалеко от побережья полуострова Камчатка. Для пункта приема атмосфериков в г. Якутске это соответствует азимуту 110° , дальность 1580 км. Азимут на Паратунку 107° , дальность 1980 км. Азимут на радиостанцию на Гавайях из Якутска составляет 95° , а дальность - 7000 км. Трасса сигнала радиостанции проходит на расстоянии от эпицентра землетрясения, соответствующем 10 зоне Френеля, что, в целом, как следует из наших результатов, находится за пределами уверенного обнаружения возможного возмущения в ионосфере. Основные трассы атмосфериков и сигналов радиостанций показаны на рисунке 3.12.

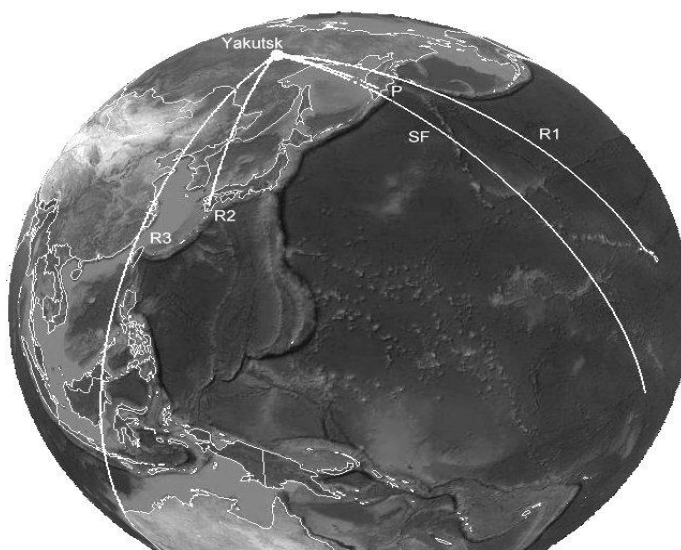


Рисунок 3.12 – Основные трассы распространения сигналов грозовых разрядов и сигналов радиостанций

Для анализа междневных вариаций средней амплитуды атмосфериков с целью выделения сейсмических ионосферных возмущений обычно выбираются данные измерений с ночной трассой (или, по крайней мере, в ночные часы в пункте приема - в Якутске) [Вариации параметров грозовых, 2011], когда, как известно, отмечается наименьшее затухание сигналов в приземном волноводе. На рисунке 3.13 показаны вариации в 14 UT (24 LT в Якутске) для атмосфериков, попадающих в пятую зону Френеля над эпицентром землетрясения в Охотском море, а также вариации амплитуды сигнала радиостанции на Гавайях.

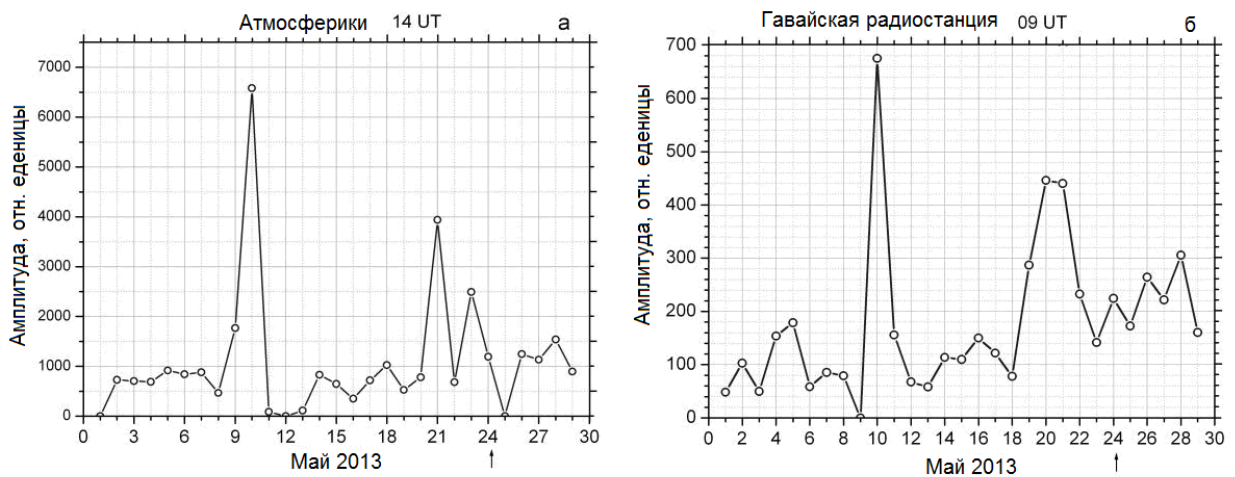


Рисунок 3.13 – Вариации атмосфериков по данным грозопеленгатора расположенного в Якутске (а); вариации амплитуды сигнала радиостанции на Гавайях (б). Стрелкой отмечен день землетрясения

Эффекта землетрясения (день события на рисунке отмечен стрелкой), который ожидается в виде резкого (однодневного) повышения амплитуды атмосфериков в день или последующие 2-3 дня после литосферного возмущения,) не наблюдалось. В то же время, в предшествующий землетрясению период наблюдалось 2 значительных пика амплитуды: 21.05.2013 г. амплитуда возросла в 4 раза относительно фона (уровня в предшествующие дни), а 10.05.2013 г.- в 6.6 раза. Такие возрастания нами

тракуются как предвестники литосферных возмущений, при условии, что они наблюдались в отсутствие геомагнитной возмущенности. Необходимо отметить, что обычно наблюдается возрастание в 1.5-2.5 раза. Для сравнения на рисунке 3.13 (б) показаны вариации амплитуды сигнала СДВ радиостанции на Гавайях, но в другое, вечернее для трассы, время. Картина вариаций амплитуды сигнала радиостанции практически такая же, как и для атмосфериков, причем степень возрастания амплитуды сигнала почти точно совпадает с возрастанием амплитуды атмосфериков. Однако, более детальный анализ показал, что наиболее значительный пик (10.05.2013 г.) в амплитуде атмосфериков статистически не обоснован, так как в этот час с необходимого направления зарегистрированы только единичные атмосферики. Пик же в амплитуде радиостанции наблюдался практически только в 09 UT. Таким образом, аномально высокое возрастание амплитуды атмосфериков и сигнала радиостанции в одном часовом интервале, зарегистрированное 10.05.2013 г., представлять, как предвестник с уверенностью нельзя. В этой связи следует рассматривать более общую картину, в частности следует обратить внимание и на второе возрастание амплитуду с максимумом 21.05.2013 г.

Более полная картина амплитудных вариаций, во все часы суток, представлена на рисунке 3.14. Следует отметить, что контурное интерполирование значений при построении контурной картины вариаций дополнительно усредняет картину, насыщенность цвета указывает на интенсивность.

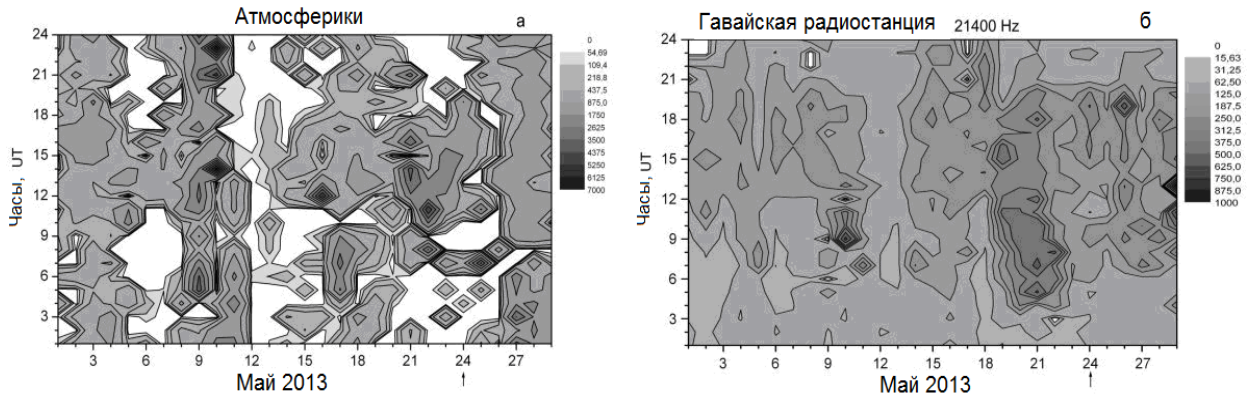


Рисунок 3.14 – Контурная картина вариаций амплитуды атмосфериков, зарегистрированных в Якутске (а); вариации амплитуд сигнала радиостанции на Гавайях

Несмотря на "рваную" картину амплитудных вариаций атмосфериков (рисунок 3.14 (а), видно, что 09-10.05.2013 г. действительно наблюдалась повышенная амплитуда, которая подтверждается соответствующими, хотя и менее продолжительными, вариациями амплитуды сигнала радиостанции (рисунок 3.14 б). Напомним, что трасса сигнала радиостанции проходила в стороне от эпицентра землетрясения. Более длительное возрастание амплитуды сигнала радиостанции регистрировалось 21.05.2013 г. Также можно отметить одночасовое 6-кратное повышение амплитуды сигнала 26.05.2013 г. в 19 UT. Это повышение амплитуды вполне укладывается в обычно наблюдаемое запаздывание эффекта землетрясения на 1-2 дня относительно события.

Анализ вариаций амплитуд атмосфериков, проходящих от эпицентра в пределах 5 зоны Френеля, и сигнала радиостанции, проходящего в пределах 10 зоны Френеля, показывает, что имеется 2 значительных усиления амплитуды сигналов перед землетрясением, которые, предположительно, можно интерпретировать как ионосферные предвестники. Особо обращает внимание совпадение степени возрастания амплитуды сигналов атмосфериков и сигнала радиостанции 10 марта (рисунок 3.13). Для

повышения достоверности выделения сейсмических эффектов в сигналах атмосфериков полезно рассмотреть поведение амплитуд сигналов с других азимутальных направлений. Отметим, что азимутальное сканирование при этом может дать дополнительное подтверждение, что возрастания сигналов связаны именно с воздействием сейсмических процессов на ионосферу (имеется максимум в направлении на эпицентральную область [Вариации параметров грозových, 2011; Mullayarov, 2007]). К сожалению, как уже было отмечено, грозовые источники в необходимом направлении в рассматриваемый период оказались слабы и не могли обеспечить статистически достаточный поток электромагнитных сигналов, поэтому были рассмотрены вариации амплитуды сигналов ОНЧ передатчиков с других азимутов, а именно с южного направления: радиостанции в Японии, 22200 Гц и в Австралии, 19800 Гц (см. рисунок 3.14). Амплитудные вариации сигнала радиостанции в Австралии во все часы суток представлены на рис 3.15 (а). Первое, что обращает внимание, в сигнале радиостанции хорошо проявилось второе из рассмотренных выше возрастаний амплитуды, т.е. 20-21.05.2013 г. (для австралийской радиостанции это возрастание в интервале 09-13 UT было 4-кратным).

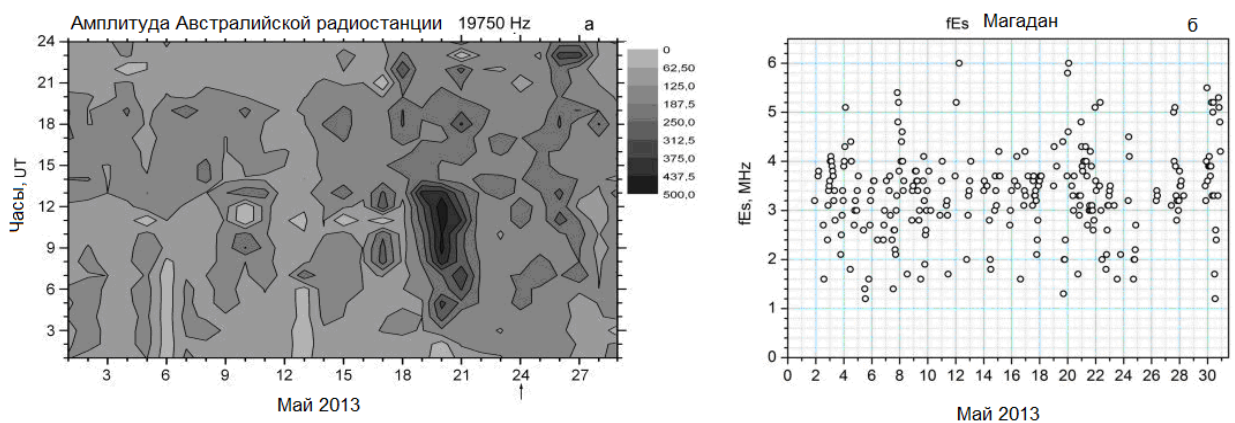


Рисунок 3.15 – Амплитудные вариации сигнала радиостанции в Австралии во все часы суток (а); вариация частоты спорадического E-слоя fEs по данным ионозонда в Магадане (б)

Как и ожидалось, более значительный первый пик в амплитуде сигналов радиостанций с южного направления отсутствует и, следовательно, возрастание сигналов с направления на эпицентр 10.05.2013 г. можно, видимо, трактовать как предвестник землетрясения. В то же время, второе, более продолжительное (практически в течение суток) возрастание амплитуды 20-21.05.2013 г., наблюдавшееся в сигналах радиостанций как с восточного, так и с южного направлений, может быть связано с другими причинами. Как известно, одной из наиболее вероятных причин ионосферных возмущений может выступать геомагнитная возмущенность [Влияние геомагнитных возмущений, 2011].

В сигналах СДВ-радиостанций и атмосфериков проявляются возмущения в самых нижних слоях ионосферы: в дневных условиях это D-слой, а в ночных условиях - нижняя граница E-слоя. Неоднородности в E-слое, проявляющиеся в виде спорадического слоя Es, могут быть также обусловлены сейсмическими процессами [Liperovsky, 2005]. В рассматриваемом случае в вариациях частоты спорадического E-слоя fEs на ближайших к эпицентру станциях ионосферного зондирования в Паратунке, Камчатка (расстояние от эпицентра 390 км) эффекты предвестника землетрясения не обнаруживаются, но в Магадане (расстояние от эпицентра 540 км) возрастания fEs наблюдались 20-22.05.2013 г. и в ночные часы по UT с 08.05.2013 г. на 09.05.2013 г. (рисунок 3.14 (б)), которым можно поставить в соответствие возрастание амплитуды атмосфериков, принимаемых в Якутске (рисунок 3.14 (а)).

Вариации Dst-индекса и Kp-индекса в мае 2013 г. приведены на рисунке 3.16. Геомагнитные возмущения в течение рассматриваемого месяца были слабыми: Dst-индекс не превышал -50 нТ. Эти возмущения пришлось на 16-19.05.2013 г. и 24-30.05.2013 г., максимальные значения Kp-индекса пришлось на 25.05.2013 г. Учитывая, что второе усиление амплитуды сигналов (20-21.05.2013 г.) наблюдалось сразу после некоторого усиления геомагнитной активности и то, что оно проявилось в сигналах радиостанций,

принимаемых в Якутске с разных азимутов, не исключено, что оно могло быть связано с геомагнитной возмущенностью. В то же время, в период первого, наибольшего, пика в сигналах с направления на эпицентр, геомагнитная возмущенность была абсолютно минимальной (суточное значение Кр-индекса 10.05.2013 г. составляло всего 6. Поэтому первый пик, зарегистрированный в Якутске в сигналах атмосфериков и радиостанции с направления на эпицентр землетрясения, трудно объяснить геомагнитной возмущенностью.

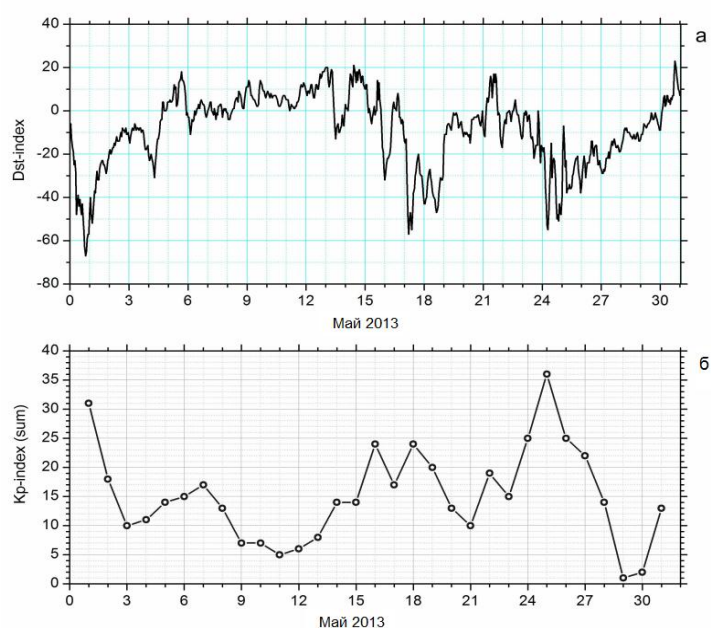


Рисунок 3.16 – Вариации Dst-индекса и Кр-индекса в мае 2013 г.

Если возрастание амплитуды сигналов, принимаемых в Якутске, 10.05.2013 г. было связано с сейсмическими ионосферными возмущениями над эпицентром, то в амплитуде атмосфериков, принимаемых в Паратунке, Камчатский край, из тех же грозových очагов, вообще говоря, должно было отсутствовать. Действительно, в вариациях амплитуды атмосфериков в Паратунке, принимаемых с того же азимута, что и в Якутске (110°), 10.05.2013 г. возрастаний амплитуды не зарегистрировано. В то же время, в средней амплитуде атмосфериков, принимаемых в Паратунке в интервале 11-

16 UT (ночь) с азимута 305 град., соответствующего азимуту на эпицентр землетрясения, 09.05.2013 г. возрастание зарегистрировано (рисунке 3.17 (а)). Это подтверждает возможную связь возрастания 09-10.05.2013 г. в амплитуде сигналов, регистрируемых в Якутске, с землетрясением 24.05.2013 г. Также возрастание амплитуды атмосфериков в Паратунке наблюдалось 20-21.05.2013 г. При этом, как видно на рисунке 3.17 (б), на котором представлены результаты азимутального сканирования вариаций амплитуды атмосфериков в 12-градусном секторе, центрированном относительно направления на эпицентр, 09.05.2013 г. усиление амплитуды носит очаговый характер, а 20-21.05.2013 г. возрастание амплитуды наблюдалось во всем азимутальном секторе, хотя также имеется максимум в направлении на эпицентр. Следует отметить, что в Паратунке амплитуда атмосфериков не приводилась к одному расстоянию, как в Якутске (не учитывалось затухание при распространении в волноводе "Земля-ионосфера").

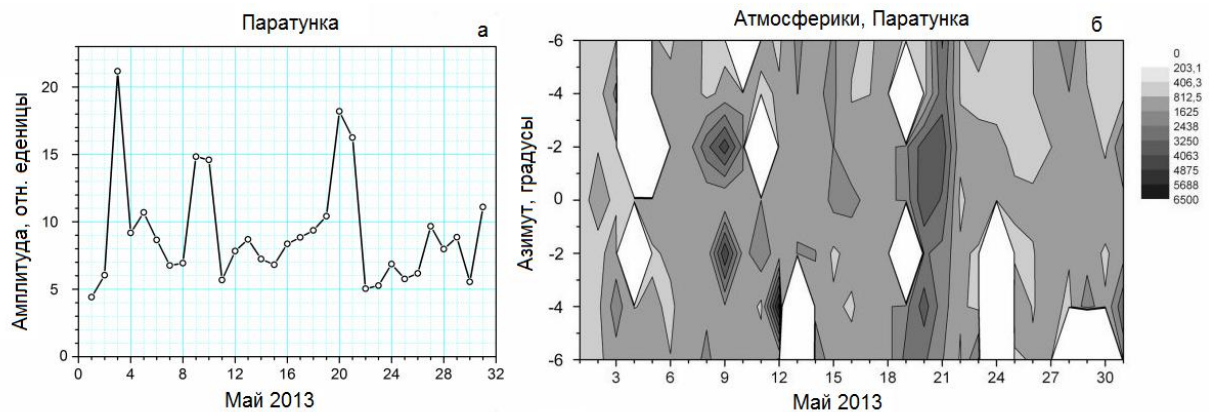


Рисунок 3.17 – Вариации амплитуды атмосфериков принимаемые в Паратунке (а); результаты азимутального сканирования вариаций амплитуды атмосфериков в 12-градусном секторе, центрированном относительно направления на эпицентр землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г. (б)

Очаговое возмущение вблизи направления на эпицентр с учетом результатов наблюдений в Якутске с большой долей уверенности позволяет

связать его с сейсмическими причинами возмущений в ионосфере. Обширность возмущения амплитуды сигналов радиостанций и атмосфериков 20-21.05.2013 г. может указывать на связь с геомагнитной возмущенностью. В то же время, нельзя не обратить внимание, что в результатах азимутального сканирования 20-21.05.2013 г. выделяется узкий сектор повышенной амплитуды, соответствующий как раз направлению на эпицентр. Можно предположить, что было, вообще говоря, два предвестника: 09-10.05.2013 г. и 20-21.05.2013 г., однако во втором предвестнике, возможно, имеется также вклад эффекта геомагнитных возмущений.

Таким образом, рассмотренные результаты указывают, что даже очень глубокофокусные землетрясения (глубины очагов до 600 км) могут иметь предвестники в виде возмущений нижней ионосферы. Рассмотрим далее эффекты глубокофокусных землетрясений, но с промежуточными значениями глубин очагов.

3.2.2 Эффекты в сигналах грозových разрядов, проходящих над глубокофокусными землетрясениями на Тайване 02.03.2014 г. и на Филиппинах 26.06.2014 г.

Рассмотрим вариации амплитуды сигналов атмосфериков в случае глубокофокусного землетрясения с глубиной очага 119 км, произошедшего 02.03.2014 г. недалеко от Тайваня. Магнитуда землетрясения составляла 6.5. Трасса сигнала Австралийской СДВ радиостанции на частоте 19800 Гц проходила в 700 км от эпицентра, что значительно превышает вторую зону Френеля (порядка 200 км). В то же время по направлению на землетрясение за эпицентром наблюдалась хорошая грозовая активность, что позволяло провести уверенный анализ вариаций амплитуды сигналов, проходящих над эпицентром литосферного возмущения.

На рисунке 3.18 (а) показаны вариации среднечасовой амплитуды сигналов грозových разрядов, зарегистрированных в г. Якутске, в промежутке

между 13 и 14 UT, что соответствует ночным условиям распространения. На рисунке 3.18 (б) представлены вариации амплитуды во все часы суток. На рисунке 3.18 (в), на котором представлены изменения Dst-индекса, видны геомагнитные возмущения 18 и 27 февраля, а также небольшое возмущение 20 февраля, которые могли изменить условия распространения ОНЧ сигнала в волноводе “Земля-ионосфера”, (повлиять на условия распространения сигналов грозовых разрядов).

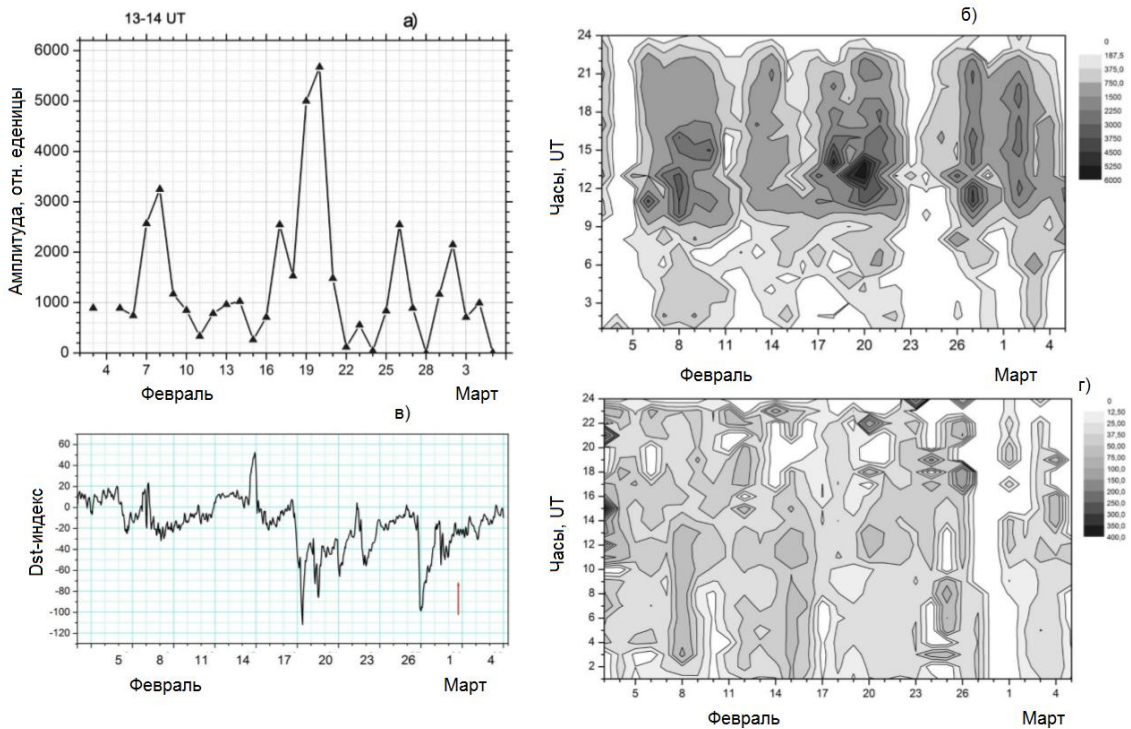


Рисунок 3.18 – Вариации амплитуды атмосфериков, полученных в интервале с 13 UT до 14 UT (а); Вариации амплитуды сигналов грозовых разрядов во все часы суток (б); изменение Dst-индекса в феврале и марте 2014 г. (в), стрелкой отмечен день землетрясения; вариации амплитуды сигнала Австралийской радиостанции (г)

В сигналах грозовых разрядов, зарегистрированных в г. Якутске, видно повышение амплитуды 08, 18-20, 27 февраля. Рост амплитуды 08 февраля, вероятнее всего, не является эффектом предвестника землетрясения. Наши

исследования [Вариации параметров грозových, 2011; О химической нестабильности 1992] показали, что предвестники литосферных возмущений в сигналах атмосфериков, проходящих над эпицентрами землетрясений, регистрируются за 4 -10 дней до самого события. Повышения амплитуды с 18 по 20, а также 27 февраля могут являться эффектами геомагнитного возмущения, (рисунок 3.18 (в)), однако вероятнее всего, в данном случае, как и в ранее рассмотренном событии землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г., могло иметь место наложение двух эффектов: предвестника землетрясения и геомагнитного возмущения. Для дальнейшего анализа и выделения сейсмического эффекта проведено азимутальное сканирование сигналов грозových разрядов, принимаемых в г. Якутске, с шагом $\pm 2^\circ$ по отношению к направлению на эпицентр землетрясения.

На рисунке 3.19 представлено азимутальное распределение амплитуд для ночных условий на трассе для дней, когда были зарегистрированы повышения амплитуды сигналов грозových разрядов (18, 20, 27 февраля 2014 г.). На рисунке выделяется график для 20 февраля с максимумом амплитудного распределения, соответствующим направлению на землетрясение. Это может свидетельствовать, по крайней мере, о вкладе в повышение амплитуды сигналов атмосфериков 20.02.2014 г. ионосферного эффекта предвестника землетрясения.

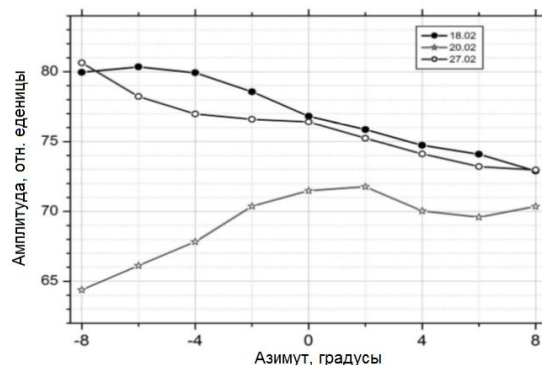


Рисунок 3.19 – Азимутальное распределение амплитуд для трех дней (часовой интервал 14 - 15 UT) для 18, 20, 27 февраля 2014 г.

Для уточнения полученных результатов проведен анализ вариаций амплитуды сигнала Австралийской радиостанции (NWC) (рисунок 3.18 (г)) принимаемых в городе Якутске. Расстояние от радиостанции до пункта регистрации в г. Якутске составляет порядка 9500 км. На таких расстояниях обнаружение ионосферных откликов на сейсмические события на трассе распространения в вариациях ОНЧ сигналов является более сложной задачей по сравнению с короткой трассой, так как для протяженной трассы увеличивается число возможных причин ионосферных возмущений. Тем не менее, так как в вариациях амплитуды сигнала австралийской радиостанции не видно изменений амплитуды, связанных с магнитными возмущениями, это подтверждает, что повышение амплитуды 20.02.2014 г. в электромагнитных сигналах грозовых разрядов может быть предвестником землетрясения.

Ранее нами был установлен еще один фактор, связанный с изменением характеристик сигналов грозовых разрядов под воздействием сейсмических событий [Вариации параметров грозовых, 2011]. Было обнаружено, что за несколько дней до землетрясения значение отношения компонентов электромагнитного поля E_z/H_t (где E_z - вертикальная составляющая поля, H_t - горизонтальная составляющая) падает. На рисунке 3.20 (а) представлен ход данного отношения в период с 6 февраля по 4 марта 2014 г. для ночных условий распространения.

На рисунке 3.20 после максимума 11-12 февраля наблюдается спад значения E_z/H_t с минимумом 20.02.2014 г., который совпадает с резким повышением амплитуды сигналов грозовых разрядов. Таким образом, есть все основания предполагать, что повышение амплитуды 20.02.2014 г. отражает эффект предвестника глубоководного землетрясения вблизи Тайваня 02.03.2014 г.

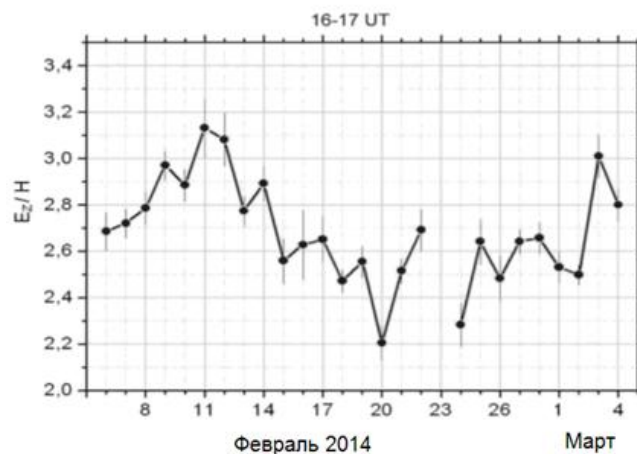


Рисунок 3.20 – Вариации отношения значений электрической к магнитной составляющей сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентром землетрясения 02.03.2014 г.

Второе рассматриваемое землетрясение с глубиной очага 76.6 км, произошедшее на Филиппинах 26.06.2014 г., не является столь глубокофокусным, скорее глубина является переходной, так как для коровых землетрясений максимальной глубиной обычно считается величина не более 50 км. Данное землетрясение с эпицентром 13.58°N , 120.69°E и магнитудой 5.6 произошло в 11:52:03 UT. Азимут на эпицентр землетрясения для пункта регистрации, расположенного в Якутске, составил 191° , а расстояние - 5400 км. Ранее в том же направлении, 22.06.2014 г. произошло еще одно землетрясение, но на расстоянии большем, чем размеры пятой зоны Френеля от основной трассы распространения сигналов атмосфериков для землетрясения 26.06.2014 г.

На рисунке 3.21 (а) представлены трассы распространения сигналов грозовых разрядов и сигнала СДВ радиостанции расположенной в Австралии. На рисунке 3.21 (б) показаны вариации средней амплитуды атмосфериков во все часы рассматриваемых суток (отсутствуют данные до 16.06.2014 г.). Как видно, наблюдается увеличение амплитуды сигналов грозовых разрядов 21 и 22 июня с максимумом в 05 UT, который можно рассматривать в качестве предвестника землетрясения. В вариация сигнала

Австралийской радиостанции усиление сигнала наблюдалось с 09 по 14 июня (рисунок 3.21 в).

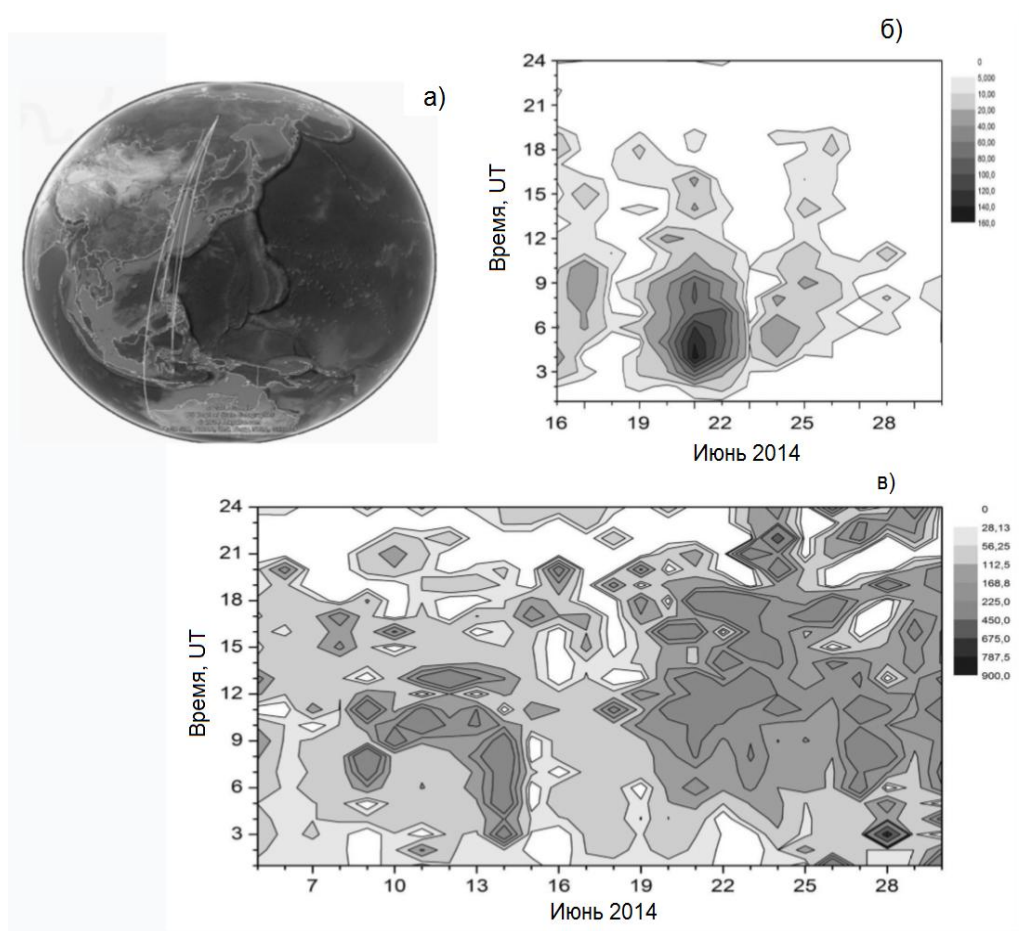


Рисунок 3.21 – Трассы распространения сигналов атмосфериков и сигнала Австралийской радиостанции (а); вариации амплитуды сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентром землетрясения во все часы суток (б); амплитудные вариации сигнала радиостанции в Австралии во все часы суток (в).

Одной из причин изменений условий распространения ОНЧ сигналов в волноводе «Земля-ионосфера», могут быть геомагнитные возмущения [Вариации параметров грозовых, 2011]. В связи с этим была рассмотрена геомагнитная активность и выявлено, что увеличение амплитуды сигнала Австралийского передатчика, наблюдавшееся с 9 по 11 июня 2014 г.,

действительно, может быть связано с геомагнитным возмущением. Рассматриваемый период приходится на фазу восстановления слабой магнитной бури (Dst-индекс до -40 нТл) [Гончарова, 1964]. Но в период повышения амплитуды сигналов грозových разрядов, зарегистрированного 21 и 22 июня, геомагнитная обстановка была не возмущенной. Таким образом, повышение амплитуды атмосфериков 21 и 22 июня можно рассматривать в качестве типичного предвестника землетрясения, наблюдавшегося за 4-5 дней до сейсмического события.

3.2.3 Особенности эффектов глубокофокусных землетрясений в вариациях амплитуды грозových сигналов

Рассмотренные выше эффекты двух глубокофокусных землетрясений в вариациях амплитуды грозových сигналов соответствуют характеристикам эффектов коровых землетрясений. Вместе с тем, было обнаружено, что в значительной части глубокофокусных событий временные соотношения отличаются от соответствующих соотношений мелкофокусных землетрясений. В качестве примеров рассмотрим вариации амплитуды электромагнитных сигналов от грозových разрядов, проходящих над эпицентрами четырех глубокофокусных землетрясений в России 24.12.2009 г., на Филиппинах 26.02.2010 г., в Японии 27.12.2011 г. и в Индонезии 05.05.2011 г. [Rios, 2004].

На рисунке 3.22 представлены вариации средней амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентрами указанных глубокофокусных землетрясений. Первое землетрясение, произошедшее в Приморье, Россия с глубиной очага 362 км имело магнитуду 6.3. Как следует из рисунка 3.22 (а), зарегистрирован рост амплитуды за один день до землетрясения. У второго землетрясения, произошедшего на Филиппинах 26.02.2010 г., глубина очага составляла 95 км. В вариациях сигналов грозových разрядов наблюдается четкое увеличение амплитуды за два дня до землетрясения (рисунок 3.22 (б)).

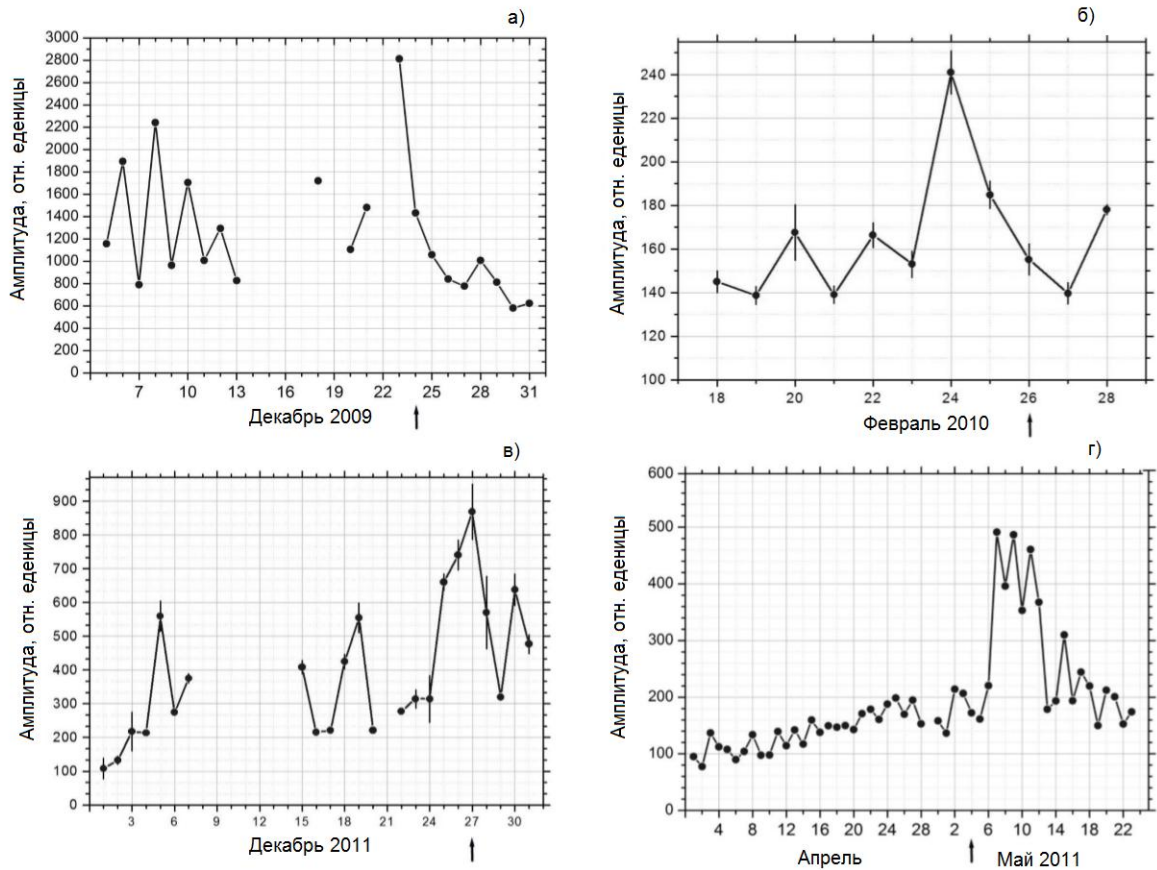


Рисунок 3.22 – Вариации средней амплитуды сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентрами глубокофокусных землетрясений. Стрелкой отмечены дни землетрясений.

Вариации средней амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентром глубокофокусного землетрясения в Японии 27.12.2011 г. с глубиной очага 95 км, представлены на рисунке 3.22 (в). В данном случае повышение амплитуды было зарегистрировано за два дня до землетрясения. Следующее землетрясение, произошедшее в Индонезии 05.05.2011 г. с магнитудой 5.1, имело большую глубину очага - 230 км. Вариации амплитуды сигналов, проходящих над эпицентром данного землетрясения (рисунок 3.22 (г)) показывают резкое повышение амплитуды атмосфериков после события. То есть в данном событии наблюдался эффект собственно

землетрясения, а эффект предвестника, в отличие от землетрясений в Приморье, Филиппинах и Японии, отсутствует.

Таким образом, можно сделать вывод, что глубокофокусные землетрясения (с глубиной очага более 75 км), так же, как и коровые землетрясения, могут оказывать влияние на нижнюю ионосферу. Но в отличие от коровых землетрясений предвестники глубокофокусных землетрясений чаще наблюдаются практически непосредственно перед событием - за один-два дня до землетрясения.

Как отмечалось выше, есть зависимость вероятности проявления землетрясений в сигналах от их магнитуды – существует пороговое значение магнитуды (около 5). Теперь установлена временная зависимость предвестников событий от глубины их очагов. В работе [Liperovsky, 2005] была исследована степень проявления землетрясений в сигналах грозовых разрядов от комбинированного параметра M/D , где M - магнитуда, D - глубина очага. Было установлено, что сейсмо-ионосферный эффект практически не зависит от глубины очага, а обуславливается магнитудой (рисунок 3.23).

В работе [A Statistical Study, 2010; Hayakawa, 2013] предполагается, что глубокофокусные землетрясения с магнитудами более 7 могут оказывать влияние на нижнюю ионосферу. Результаты наших исследований [Argunov, 2015; Variations of VLF radio signals and atmospherics during the deep earthquake with $M=8.2$ occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula, 2014] так же подтверждают, что даже землетрясения с глубиной очага более 100 км могут оказывать влияния на условия распространения сигнала в волноводе «Земля-ионосфера». Опираясь на результаты в работе [Hayakawa, 2013] нами было проведено исследование степени проявления эффектов землетрясения в сигналах грозовых разрядов, в зависимости от глубины очага и магнитуды (параметра M (магнитуда)/ D (глубина очага)).

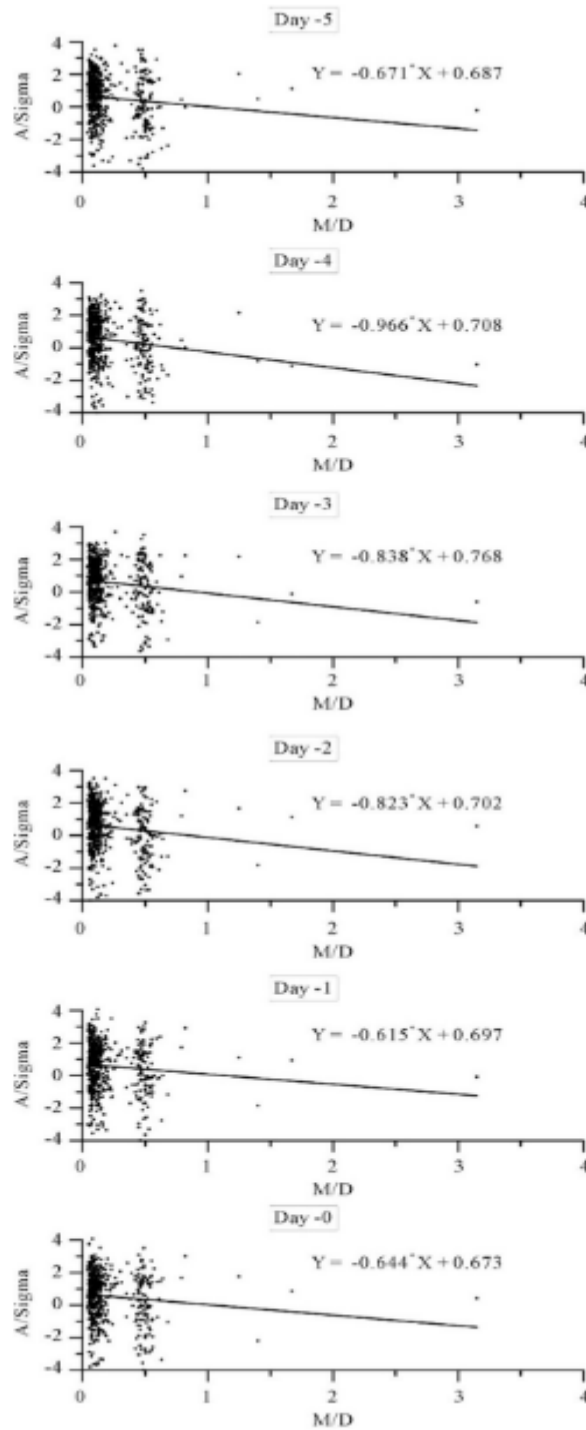


Рисунок 3.23 – Зависимости амплитуды сигналов СДВ радиостанций от параметра M/D за 1 - 5 дней до землетрясения [Науакава, 2013].

На рисунке 3.24 представлено распределение нормированной амплитуды атмосфериков A/Амед от параметра M/D по данным

грозопеленгатора дальномера, расположенного в городе Якутске, где Амед - средняя амплитуда атмосфериков.

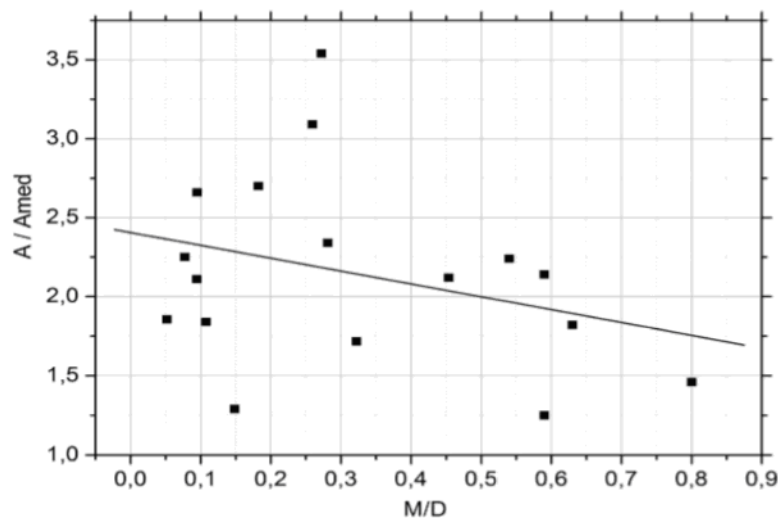


Рисунок 3.24 – Распределение нормированной амплитуды атмосфериков от параметра M/D , где Амед - средняя амплитуда атмосфериков (медиана), M - магнитуда, D - глубина очага землетрясения.

Полученные результаты указывают на наличии тенденции к снижению эффекта с увеличением отношения M/D , что соответствует результатам, полученным в работе [Науакawa, 2013].

3.3 Выводы к главе 3

Для обнаружения сейсмических возмущений в нижней ионосфере привлекаются наблюдения сигналов низкочастотных радиостанций. В качестве варианта данной методики нами предложено дополнительно использовать естественные радиоизлучения - электромагнитное излучение грозных разрядов (атмосферики). В данной главе показано, что этот вид сигналов позволяет из одного наблюдательного пункта проводить

мониторинг сейсмических возмущений в нижней ионосфере одновременно по разным азимутальным секторам (в нашем случае основные наблюдения проводились в направлении таких сейсмоактивных регионов, как Камчатка, Японские острова, Индонезия и Малайзия, Китай, а также в западном направлении: Алтай, Средиземноморский регион).

Параметры грозových очагов не стационарны и изменяются день ото дня, однако используемая методика мониторинга в значительной степени нивелирует эти изменения, так как средняя амплитуда атмосфериков рассчитывается с большим временным (часовым) и пространственным усреднением. Так при среднем размере грозových ячеек порядка 30 км поперечное сечение всей площади грозы содержит порядка 50 грозových очагов, что соответствует размерам второй зоны Френеля для сигналов от источников на расстоянии порядка 10000 км (сейсмическое возмущение в ионосфере на расстоянии около 5000 км от приемного пункта).

По результатам наблюдений сигналов грозových разрядов получено, что эффекты землетрясений выражаются в виде усиления среднечасовой амплитуды атмосфериков обычно в 2-3 раза (максимально – в 7-8 раз) в день или в интервале трех дней после события. Возможные предвестники литосферных и более глубоких возмущений также проявляются в однодневном (в течение одного - нескольких часов) возрастании амплитуды атмосфериков в среднем за 4-10 дней до событий. Также в части наблюдаемых эффектов в амплитуде сигналов примечателен минимум, предшествующий нулевому дню (за 1-3 дня до события), который дополняет общую картину проявления сейсмических событий в вариациях амплитуды сигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений. Именно падение уровня сигналов непосредственно перед сейсмическими событиями отмечается в ряде работ по исследованию их эффектов [King, 1996; Liperovsky 2005].

Анализ показывает, что сейсмо-ионосферные эффекты в вариациях амплитуды ОНЧ сигналов, распространяющихся над эпицентрами

землетрясений, наблюдаются в случае достаточно сильных землетрясений с магнитудами более 5. При этом получены свидетельства о возможности выделения эффектов в сигналах атмосфериков и от дальних землетрясений, однако надежность выделения эффектов в таких случаях ниже [Вариации параметров грозových, 2011].

Установлено, что даже глубокофокусные землетрясения могут иметь предвестники в виде возмущений нижней ионосферы, которые также проявляются в виде повышения амплитуды сигналов грозových разрядов, т.е. эффекты глубокофокусных землетрясений в вариациях амплитуды грозových сигналов соответствуют характеристикам эффектов корových землетрясений. Вместе с тем, обнаружено, что в значительной части глубокофокусных событий временные соотношения отличаются от соответствующих соотношений мелкофокусных землетрясений: предвестники глубокофокусных землетрясений чаще наблюдаются практически непосредственно перед событием - за один-два дня до землетрясения [Argunov, 2015; Variations of VLF radio signals and atmospherics during the deep earthquake with $M=8.2$ occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula, 2014].

Рассмотренные примеры эффектов показывают полезность азимутального сканирования в направлении на эпицентр землетрясения. Данная методика позволяет увеличить вероятность выделения эффектов и предвестников сейсмических возмущений, т.е. увеличить достоверность получаемых результатов.

Установлен еще один диагностирующий фактор, связанный с изменением характеристик сигналов грозových разрядов под воздействием сейсмических событий. Было обнаружено, что за несколько дней до землетрясения значение отношения компонентов электромагнитного поля E_z/H_t (где E_z - вертикальная составляющая поля, H_t - горизонтальная составляющая) падает [Вариации параметров грозových, 2011].

В периоды усиления амплитуды атмосфериков зарегистрированы цуги квазипериодических вариаций амплитуды, которые, в совокупности с запаздыванием эффектов землетрясений относительно времени самих событий, могут свидетельствовать в пользу передачи энергии литосферных процессов в нижнюю ионосферу с помощью атмосферных гравитационных волн, что соответствует результатам исследований в мировой литературе.

Таким образом, установлено, что наблюдения низкочастотных электромагнитных сигналов грозových разрядов (атмосфериков) могут быть использованы в качестве одного из средств комплексного мониторинга возмущений нижней ионосферы, обусловленных сейсмическими процессами. Методика позволяет выявлять как эффекты землетрясений, так и их предвестники. Одним из главных плюсов представленной методики является возможность проведения мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере одновременно по разным азимутальным секторам, а также возможность проведения азимутального сканирования области над эпицентром конкретного события с целью уточнения местоположения возмущения в нижней ионосфере.

ГЛАВА 4. РАСЧЕТ СПЕКТРОВ СИГНАЛОВ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ, РАСПРОСТРАНЯЮЩИХСЯ В СЕЙСМИЧЕСКИ ВОЗМУЩЕННОМ ВОЛНОВОДЕ ЗЕМЛЯ-ИОНОСФЕРА

В данной главе проведено модельное рассмотрение амплитудно-спектральных вариаций низкочастотных сигналов, распространяющихся в волноводе "Земля-ионосфера", при возникновении сейсмических возмущений на верхней стенке волновода - в нижней ионосфере. По результатам сопоставления с экспериментальными данными наблюдений ОНЧ сигналов, рассмотрены возможные характеристики сейсмических возмущений в нижней ионосфере, обуславливающие наблюдаемые амплитудные вариации сигналов.

4.1 Методика расчетов

Для модельного рассмотрения типа сейсмических возмущений в нижней ионосфере и степени их проявления в низкочастотных радиосигналах использована методика расчета радиотрасс данных сигналов в волноводе «Земля-ионосфера», приведенная в [Porrat, 2001]. Данная методика за счет введения экспоненциальных высотных профилей ионизации позволяет в относительно простой форме изучать возможные вариации электронной концентрации, обусловленные внешними причинами: солнечной и геомагнитной активностью, литосферными и вулканическими процессами.

По [Porrat, 2001] простейшая модель волновода «Земля-ионосфера» представляет собой плоскостной волновод (кривизной Земли можно пренебречь) с бесконечно проводящими стенками. Используется уравнение

Вэйта [Wait, 1962], описывающее вертикальную составляющую электрического поля E_z , создаваемого в этом волноводе вертикальным электрическим диполем, в качестве которого рассматривается грозовой разряд с током I и высотой молниевых разряда (длиной тока) dS :

$$E_z = E_0 / 2 \frac{(\rho/\lambda)^{1/2}}{(h/\lambda)} e^{i[k\rho - \pi/4]} \sum_{n=0}^{\infty} \delta_n S_n^{3/2} e^{-ikS_n\rho} \quad (4.1)$$

где $E_0 = i \frac{\eta}{\lambda} IdS e^{-ik\rho}$;

k – волновое число;

n – номер моды;

h – высота волновода;

ρ – расстояние от источника до пункта приема;

λ – длина волны;

$\eta = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}}$ – волновое сопротивление вакуума;

$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \frac{\text{Г}}{\text{м}}$ – магнитная постоянная;

$\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}$ – диэлектрическая постоянная;

$\delta_0=1$, $\delta_n=2$, при $n > 0$;

$S_n = (\text{Sin } \theta_n)$ - синус угла n -ой моды.

Каждая мода характеризуется частотой среза, выше которой она способна распространяться. Поперечная электромагнитная или ТЕМ-мода ($n=0$) распространяется на любой частоте, и, следовательно, имеет нулевую частоту среза $f_0=0$. Для высших мод ($n > 0$) частота среза равна:

$$f_n = n \frac{c}{2h},$$

где c – скорость света.

Например, для типичных ночных условий (при $h = 88$ км) частоты среза первых двух ТЕ-мод равны: $f_{n1}=1700$ Гц, $f_{n2}=3400$ Гц [Miyaki, 2002].

Проводимость ионосферы в этой модели описывается экспоненциальным профилем [Wait, 1964]:

$$\sigma(z) = 2,5 \times 10^5 \varepsilon_0 e^{\frac{z-h}{\zeta_0}} = 2,5 \times 10^5 \varepsilon_0 e^{\beta(z-h)} \left[\frac{\text{СИМ}}{\text{м}} \right], \quad (4.2)$$

где ζ_0 – высота однородной ионосферы (D - слоя);

$\beta=1/\zeta_0$ – характеризует высотный профиль ионизации.

Для такого профиля, в работах [Porrat, 2001; Peter, 1999; Ferguson 1993] показано, что распространение волн в КНЧ диапазоне характеризуется тремя параметрами: двумя высотами h_0 , h_1 и высотой однородной ионосферы ζ_0 . Нижняя высота h_0 – высота, на которой ток проводимости, параллельный магнитному полю, становится равным току смещения (т.е. где выполняется условие $\sigma(h_0)=\omega\varepsilon_0$). Верхняя высота h_1 – высота, на которой локальное волновое число становится равным обратной величине высоты однородной ионосферы в выражении для показателя преломления (т.е. выполняется $4\omega\mu_0\sigma(h_1)\zeta_0^2 = 1$).

Высоты h_0 и h_1 можно вычислить из уравнения (4.2). Полученные выражения запишутся как:

$$h_0 = h - \zeta_0 \ln \left(\frac{2,5 \times 10^5}{2\pi f} \right) \quad (4.3)$$

и

$$h_1 = h_0 + 2\zeta_0 \ln \left(\frac{2,39 \times 10^7}{f\zeta_0} \right), \quad (4.4)$$

где ζ_0 дается в метрах, а частота f в Герцах.

Коэффициент затухания для ТЕМ-моды ($n=0$) дается в [Porrat, 2001; Peter, 1999; Ferguson 1993]:

$$\alpha_0 \cong 0,143f \frac{c}{v} \left(\frac{\zeta_0}{h_0} + \frac{\zeta_0}{h_1} \right) = 0,143 \frac{\zeta_0}{h_0} \frac{(c/v)^2 + 1}{c/v} \cong 0,286f \frac{\zeta_0}{h_0} = \frac{0,286f}{\beta h_0} \left[\frac{dB}{Mm} \right], \quad (4.5)$$

где $\frac{c}{v} \cong \sqrt{\frac{h_1}{h_0}}$ - есть отношение скорости света к фазовой скорости ТЕМ-моды;

Частота сигнала f в спектре измеряется в Герцах. Если рассматривать $f > \sqrt{2}f_n$ (где f_n – частота среза n -ой моды), то для высших мод коэффициент затухания:

$$\alpha_n \cong \frac{0,286f}{\beta h_1} \left| \frac{C_n^2}{S_n} \right| \left[\frac{dB}{Mm} \right] \quad (4.6)$$

$S_n = (\sin \theta_n)$ - синус угла n -ой моды;

$C_n = (\cos \theta_n)$ - косинус угла n -ой моды.

Таким образом, параметры сейсмического возмущения в ионосфере задавались через его высоту (высота волновода), крутизну профиля электронной концентрации, поперечные размеры области возмущения и его расположения на трассе относительно источника сигналов (грозовых очагов) и пункта их приема. Минимальное расстояние от пункта приема сигналов до сейсмического возмущения принималось равным 1000 км, а максимальная дальность до источника сигналов – обычно 6000 км (в эксперименте – до 12000 км). Исходные модельные значения высоты волновода и крутизны профиля электронной концентрации задавались по данным, приведенным в [Peter, 1999; Borgmann, 1993; Ferguson 1993; Bannister, 1985, 1986]. В дневных условиях высота волновода h лежит в пределах от 60 до 75 км, а параметр β – от 0.25 до 0.33 км⁻¹. В ночных условиях типичные значения высоты волновода от 80 до 95 км, а параметра β – от 0.3 до 0.7 км⁻¹.

Спектр сигнала рассчитывался до 12 кГц (в соответствии с характеристиками приемной аппаратуры). Для целей сопоставления с экспериментальными данными вычислялась среднеквадратичная амплитуда сигнала в указанной полосе частот.

4.2 Расчет вариаций спектров сигналов на трассах с локализованными возмущениями в нижней ионосфере

4.2.1 Вариации спектра сигналов на возмущенной трассе в ночных условиях

Рассмотрим изменение характеристик сигналов в зависимости от крутизны профиля ионизации в нижней ионосфере (параметра β) в ночных условиях. Принята дальность до источников сигналов 4000 км (типичная минимальная дальность до источников в методике выявления эффектов сейсмических возмущений в сигналах КНЧ-ОНЧ диапазонов по наблюдениям в Якутске).

На рисунке 4.1 показан расчетный спектр сигнала, полученный по методике, описанной в разделе 4.1. (амплитуда сигнала - в вольтах, частота - в герцах).

Приняты типичные невозмущенные значения параметров:

высота волновода $h = 80$ км;

параметр $\beta = 0,3 \text{ км}^{-1}$ ("малая" крутизна профиля электронной концентрации).

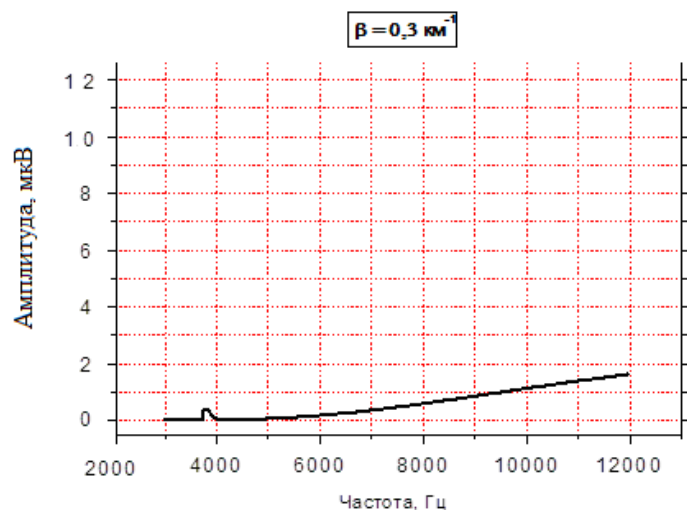


Рисунок 4.1 – Зависимость амплитуды сигнала от частоты при параметре $\beta = 0,3 \text{ км}^{-1}$

Пик в спектре на частотах ниже 4 кГц соответствует частоте гармоники поперечного резонанса волновода «Земля-ионосфера» на частоте около 2 кГц. Спектр, формируемый затуханием сигнала при распространении, показывает, что при использованных параметрах происходит монотонное падение амплитуды сигнала с уменьшением частоты.

При возмущении в нижней ионосфере параметр β увеличивается, что приводит к изменению спектра (на рисунке 4.2 (а) - 4.2 (г) приведены расчетные спектры при значениях крутизны профиля электронной концентрации $\beta = 0,4; 0,5; 0,6; 0,7 \text{ км}^{-1}$).

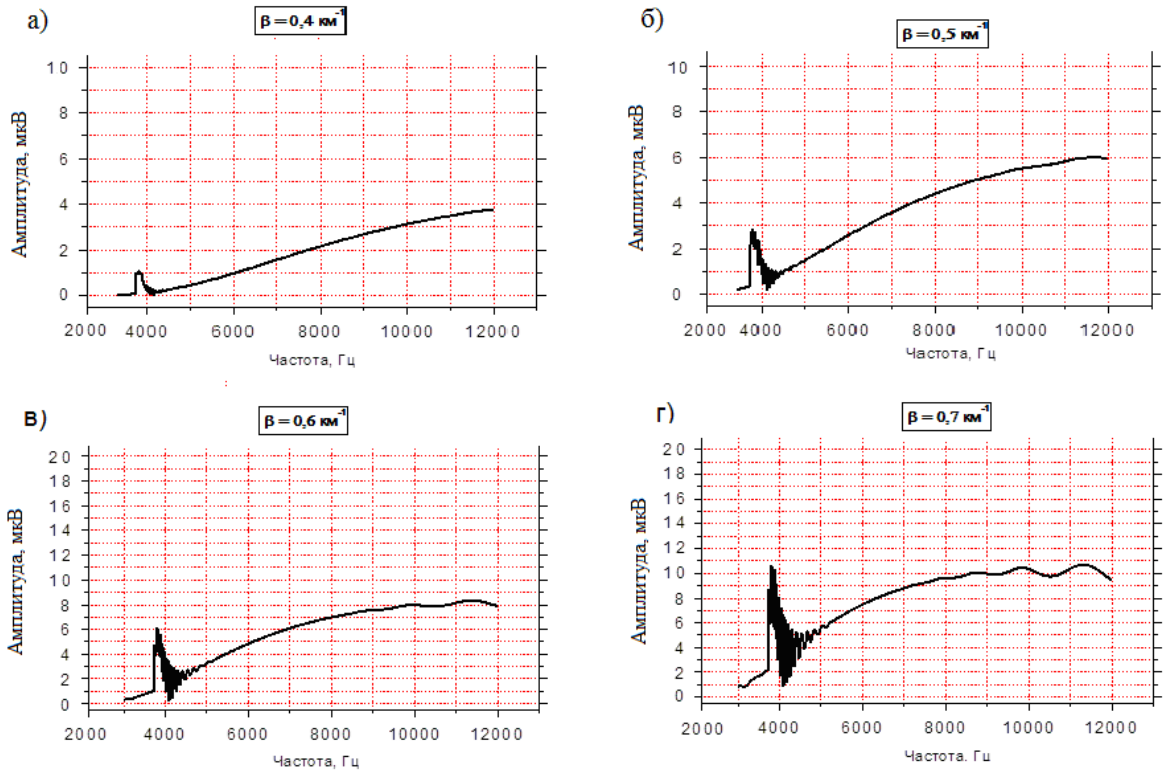


Рисунок 4.2 – Расчетные спектры принимаемых сигналов при разных значениях параметра β

Сравнивая спектры отмечаем, что на частоте 10 кГц (типичный максимум в спектре амплитуды грозовых сигналов) при возрастании значения параметра β от 0.3 до 0.7 км^{-1} , амплитуда увеличивается в 8-9 раз. При этом в области спектрального максимума возникают вариации спектра, обусловленные интерференцией мод - чем выше значение β , тем более глубокие интерференционные минимумы.

Другим параметром возмущения в нижней ионосфере является высота волновода. Поэтому рассмотрим изменение спектров при возрастании высоты волновода h с 80 км до 95 км (максимум) при тех же параметрах β и той же дальности от источника (рисунок 4.3).

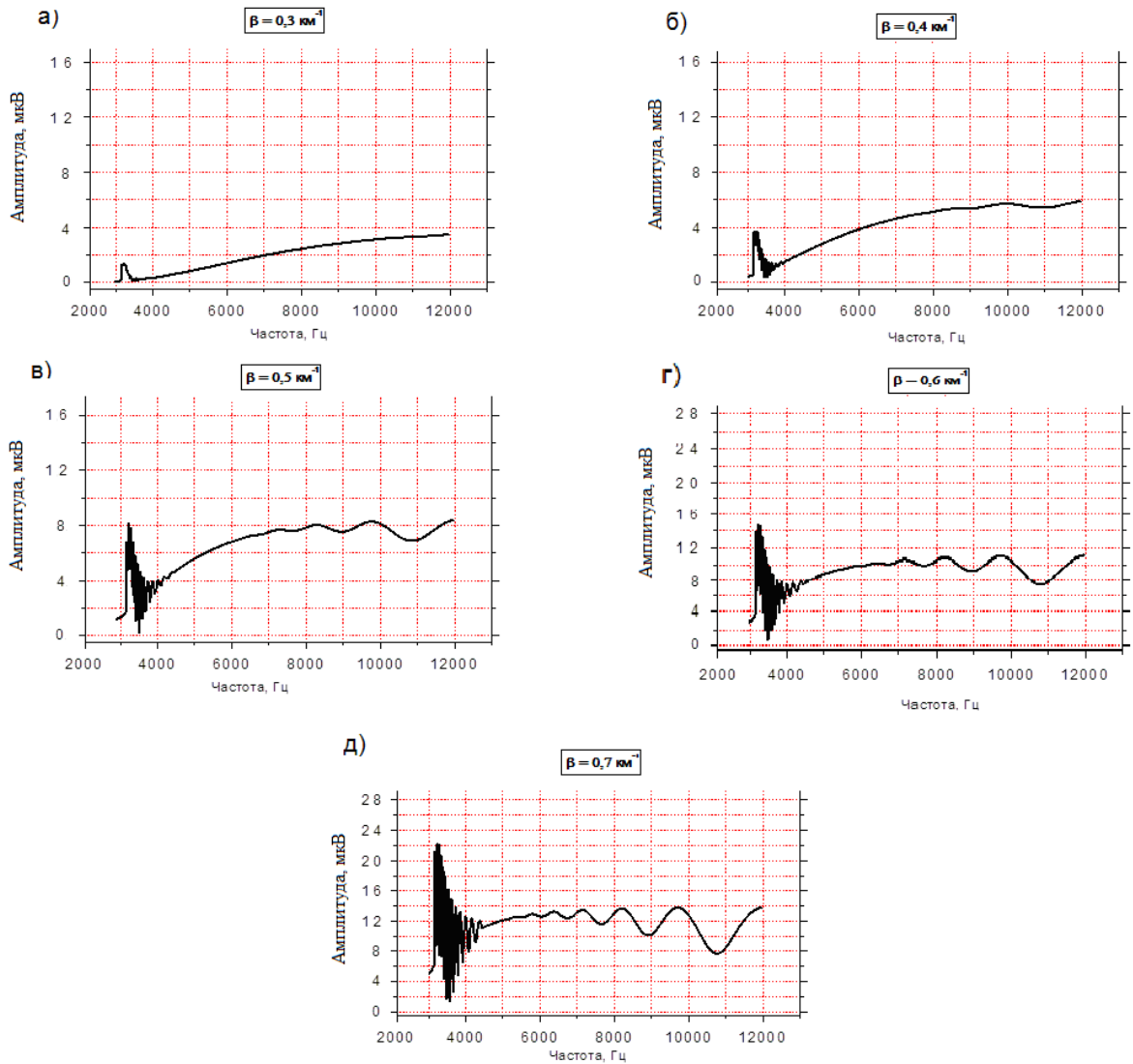


Рисунок 4.3 – Расчетные спектры принимаемых сигналов при разных значениях параметра β при высоте волновода 95 км

Сопоставляя рисунки 4.2 и 4.3 можно видеть, что увеличение высоты волновода приводит к некоторому вырастанию уровня сигнала с одновременным значительным усилением проявления интерференции мод в форме спектра в высокочастотной области. В то же время на высоте 95 км при изменении значения параметра β от 0.3 до 0.7 км^{-1} амплитуда сигнала на частоте 10 кГц увеличивается всего в 2-3 раза, в то время как при высоте волновода 80 км это возрастание составляло 8-9 раз.

Следовательно, конкретное проявление в ОНЧ сигналах эффекта воздействия литосферных процессов на ионосферные параметры будет

определяться одновременно изменением профиля электронной концентрации (параметра β) и изменением высоты волновода. Существенную роль в ночных условиях будет играть и интерференция мод сигнала в области частот спектрального максимума.

Рассмотрим далее, как сказывается на вариациях спектра сигналов различная дальность до их источников. Сопоставим результаты расчетов спектров сигналов на дальностях до источника 4000 и 6000 км. На рисунке 4.4 представлены расчетные спектры сигналов при указанных дальностях до источника для параметров $\beta = 0.3$ и $\beta = 0.7$ км⁻¹ и высоте волновода $h = 80$ км. Естественно, при увеличении дальности при неизменных значениях других параметров уровень амплитуды сигнала, вследствие большего затухания, падает. При этом при больших значениях крутизны профиля электронной концентрации ($\beta = 0.7$ км⁻¹) в случае источников на большей дальности эффект интерференции мод в высокочастотной части спектра практически не проявляется.

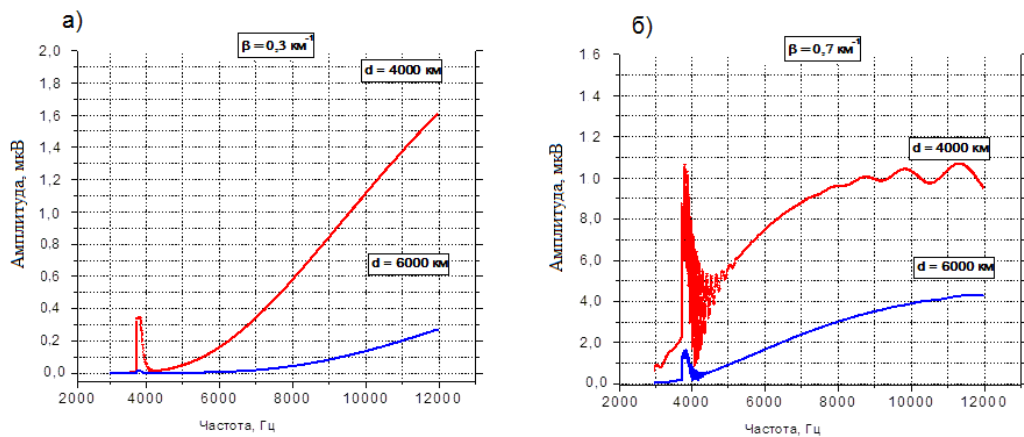


Рисунок 4.4 – Расчетные спектры принимаемых сигналов при дальностях до источника 4000 и 6000 км (высота волновода $h = 80$ км)

Приведенные численные результаты показывают, что в ночных условиях принимаемая среднеквадратичная амплитуда грозовых сигналов

может в значительной степени зависеть от интерференционных эффектов модовых составляющих сигнала. Поэтому в эксперименте дополнительно рассматриваются вариации сигналов и в дневные часы – когда основная часть трассы распространения сигналов проходит в освещенных условиях.

Рассмотрим, соответственно, возможные модельные вариации спектра грозовых сигналов при возникновении сейсмических возмущений в нижней ионосфере для дневных условий.

4.2.2 Вариации спектра сигналов на возмущенной трассе в дневных условиях

Рассмотрим изменение спектральных характеристик сигналов при их распространении в волноводе «земля-ионосфера» в зависимости от параметра β в дневных условиях, когда наличие нижнего слоя D оказывает существенное влияние на затухание электромагнитных сигналов.

В дневные условия параметры волновода изменяются следующим образом [Bannister, 1985, 1986]:

высота волновода h – от 60 до 75 км;

параметр β – от 0.25 до 0.33 км⁻¹.

На рисунке 4.5 показаны расчетные спектры сигналов при следующих параметрах:

дальность $d = 4000$ км;

высота волновода $h = 60$ км;

параметр $\beta = 0.25; 0.286; 0.3; 0.33$ км⁻¹.

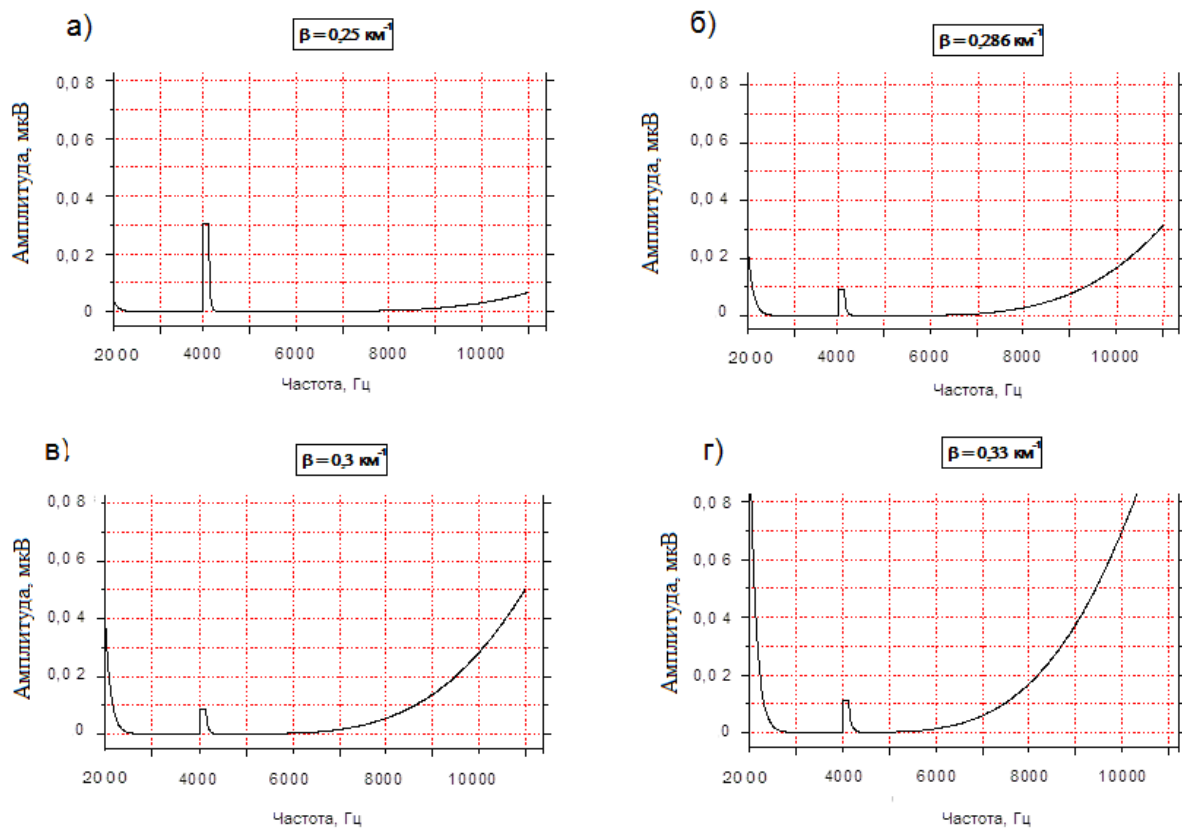


Рисунок 4.5 – Зависимость спектра сигнала, распространяющегося в волноводе высотой $h = 60 \text{ км}$, от параметра β

По приведенным спектрам видно, что с увеличением значения параметра β от $0,25$ до $0,33 \text{ км}^{-1}$ амплитуда сигнала в высокочастотной части спектра, как и при ночных условиях, возрастет.

Сопоставим изменение спектра сигнала при изменении в моменты возмущения высоты волновода. На рисунке 4.6 показаны расчетные спектры сигналов при возрастании высоты волновода с 60 до 74 км при неизменных остальных параметрах.

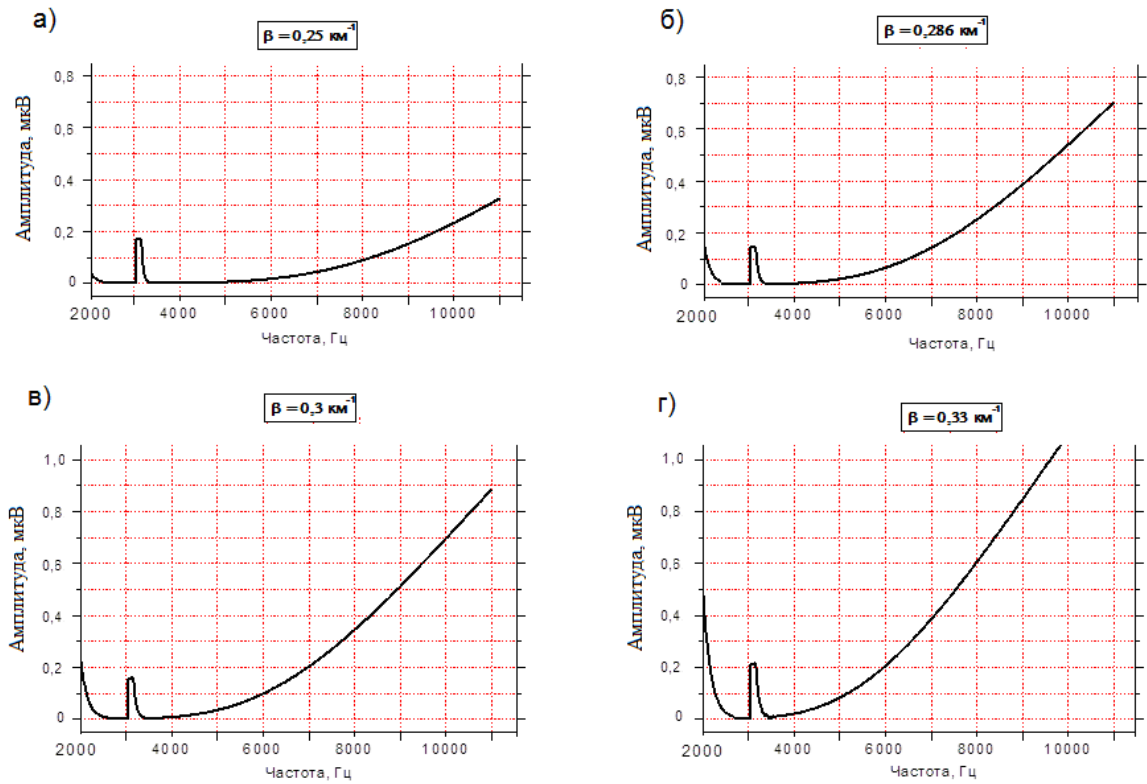


Рисунок 4.6 – Расчетные спектры сигнала при высоте волновода $h = 74$ км и параметрах β : а) 0.25 км^{-1} ; б) 0.286 км^{-1} ; в) 0.3 км^{-1} ; г) 0.33 км^{-1}

При возрастании значения параметра β от 0.25 до 0.33 км^{-1} амплитуда сигнала на частоте 10 кГц возрастает всего в 4-5 раз (рисунок 4.6.), в то время как при высоте волновода 60 км это возрастание составляло 23-24 раза. Это означает, что изменение высоты волновода в ходе возмущения с 60 на 74 км может привести к значительному повышению амплитуды сигнала (на частоте 10 кГц приблизительно в 5.5 раз).

Наличие нижнего ионосферного слоя D в дневных условиях приводит к значительному затуханию сигнала при увеличении расстояния до источника, что можно видеть на рисунке 4.7, на котором представлены расчетные спектры сигналов при дальностях до источника 4000 и 6000 км (параметр $\beta = 0.25 \text{ км}^{-1}$, высота волновода $h = 60 \text{ км}$).

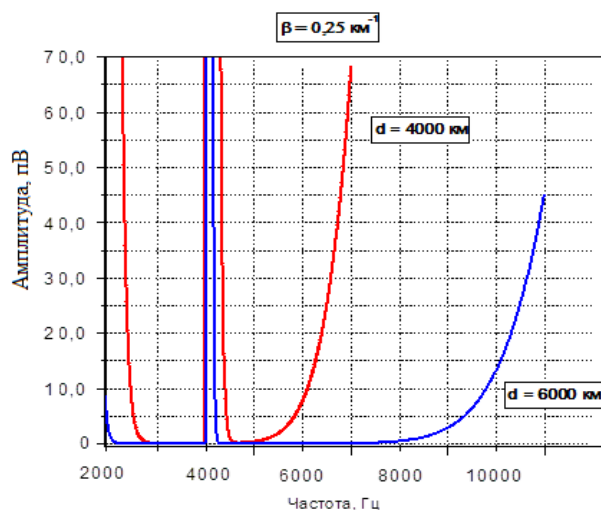


Рисунок 4.7. – Спектры сигнала в дневных условиях на расстояниях до источника 4000 и 6000 км

Важно отметить, что сигналы с больших дальностей практически выпадают из частотного диапазона используемой приемной аппаратуры. При увеличении значения параметра β крутизна спектра уменьшается, но не существенно (на рисунке 4.8 расчетные спектры сигнала на тех же дальностях до источника, но при $\beta = 0.33 \text{ км}^{-1}$).

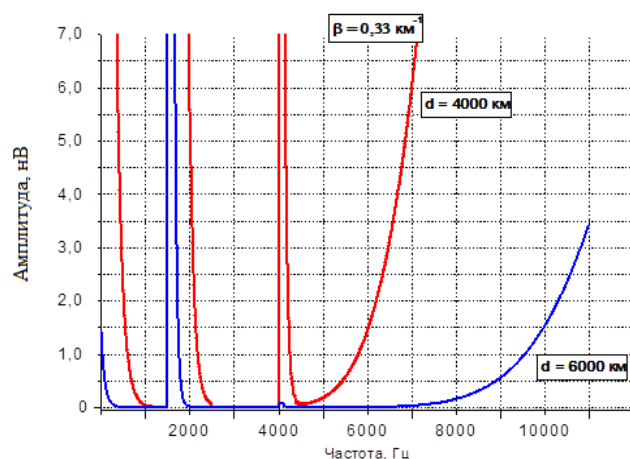


Рисунок 4.8 – Спектры сигнала в дневных условиях на расстояниях до источника 4000 и 6000 км при параметре $\beta = 0.33 \text{ км}^{-1}$

Такая же картина изменения крутизны спектра отмечается при увеличении высоты волновода, однако более важным моментом является то, что амплитуда значительно возрастает (падает степень затухания), что можно видеть из сопоставления рисунков 4.7 и 4.9.

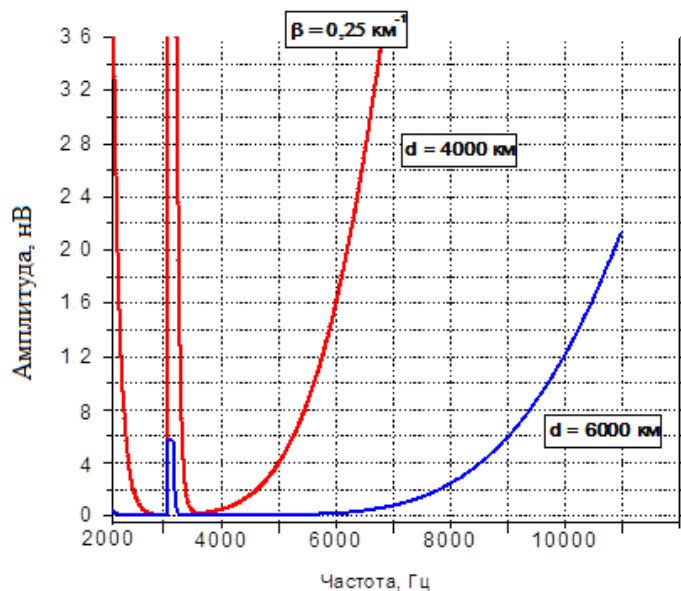


Рисунок 4.9 – Спектры сигнала в дневных условиях на расстояниях до источника 4000 и 6000 км при увеличении высота волновода до $h = 74$ км

При возрастании высоты волновода с $h = 60$ км (рисунок 4.7) до $h = 74$ км (рисунок 4.9) амплитуда сигнала на частоте 6 кГц усиливается более, чем на 3 порядка.

Следовательно, если появление сейсмического возмущения в нижней ионосфере будет сопровождаться повышением высоты волновода, то даже в дневных условиях можно ожидать существенного возрастания амплитуды низкочастотных сигналов.

4.2.3 Обобщенные расчетные зависимости амплитуды сигналов от параметров волновода на трассе распространения

В данном разделе представлено обобщение результатов по расчетам вариаций спектров низкочастотных сигналов на частотах 8 и 12 кГц в зависимости от крутизны профиля электронной концентрации - параметра β , и высоты волновода.

На рисунке 4.10 показана зависимость уровня сигнала от параметра β в ночных условиях при высоте волновода 80 км и дальности 4000 км до источников.

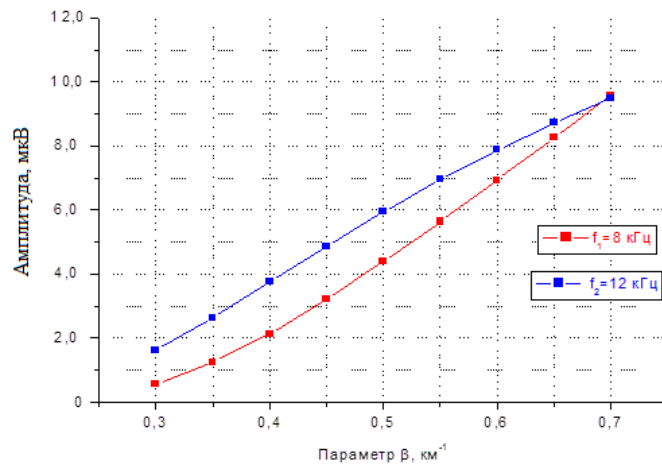


Рисунок 4.10 – Зависимость уровня сигнала от параметра β в ночных условиях при высоте волновода 80 км и расстоянии 4000 км от источника

Как следует из рисунка, при увеличении параметра β амплитуда сигнала приблизительно линейно возрастает. Полное увеличение амплитуды сигнала по всему диапазону возможных значений β (от 0.3 до 0.6 км⁻¹, значение $\beta = 0.7$ км⁻¹ практически не реализуется) составляет около 4 раз. Поскольку кривые идут параллельно при возможных значениях параметра β , то при исследовании сейсмических возмущений в ионосфере с большими масштабами с помощью грозových сигналов (слабое влияние интерференционных эффектов) можно ограничиваться, по-видимому, отслеживанием за сигналом на одной частоте.

При большей высоте волновода (95 км, рисунок 4.11) линейность выражена еще сильнее одновременно с некоторым увеличением значений амплитуды.

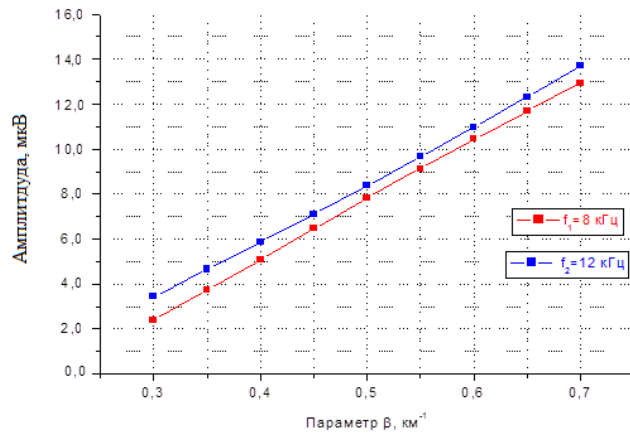


Рисунок 4.11 – Зависимость уровня сигнала от параметра β в ночных условиях при высоте волновода 95 км и расстоянии 4000 км от источника

На рисунке 4.12 приведена зависимость уровня сигнала от параметра β в ночных условиях при высоте волновода 80 км и большей дальности (6000 км) до источника.

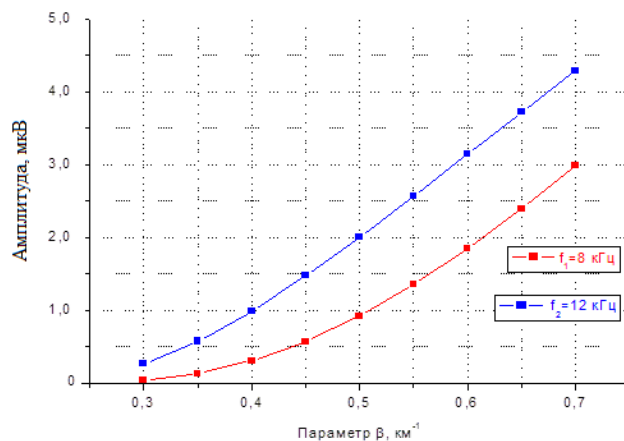


Рисунок 4.12 – Зависимость уровня сигнала от параметра β в ночных условиях при высоте волновода 80 км и расстоянии 6000 км от источника

При увеличении дальности до источника при низких значениях параметра β крутизна зависимости уменьшается, соответственно уменьшается крутизна спектра (отношение амплитуд сигнала на частотах 12 и 8 кГц).

Подобные обобщенные результаты по вариациям амплитуды сигналов для дневных условий приведены на рисунке 4.13.

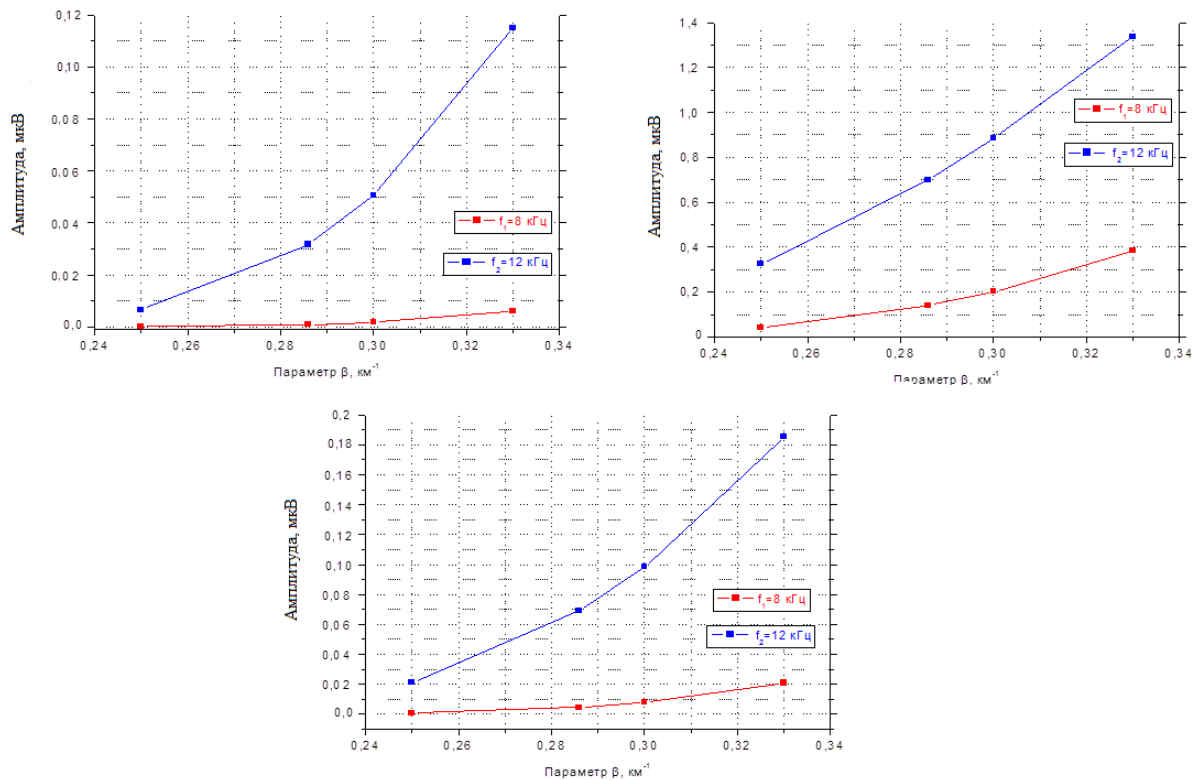


Рисунок 4.13 – Зависимости уровня сигнала от параметра β в дневных условиях со следующими параметрами: а) при высоте волновода 60 км и дальности 4000 км от источника; б) при высоте волновода 74 км и дальности 4000 км от источника; в) при высоте волновода 74 км и дальности 6000 км от источника

По приведенным зависимостям видно, что при увеличении высоты волновода уровень сигнала значительно повышается. Это связано с уменьшением затухания сигналов в нижней части ионосферного слоя, а

также с увеличением концентрацией электронов, проводимости и коэффициента отражения на большей высоте.

Таким образом, приведенные результаты расчетов зависимости спектров низкочастотных сигналов (в эксперименте – это электромагнитное излучение грозových разрядов) от параметров волновода "земля-ионосфера", распространяющихся по трассам с возмущениями в ионосфере, показывают, что регистрирующиеся в эксперименте возрастания амплитуды сигналов в периоды сильных сейсмических событий могут быть объяснены возрастанием крутизны профиля электронной концентрации (повышением концентрации) и/или повышением высоты волновода.

4.3 Расчеты спектров сигналов с введением на трассе локализованного участка с возмущением в нижней ионосфере

Для более приближенных к эксперименту расчетов спектральных вариаций сигналов детализируем рассмотрение введением на трассе локализованного участка с возмущением в нижней ионосфере. Основное внимание будет уделено вопросу, как сказываются пространственные размеры возмущения (в ночных условиях - через интерференционные эффекты модовых составляющих сигнала) на величину среднеквадратичной амплитуды принимаемого сигнала.

4.3.1 Вычисление спектров сигналов грозových разрядов, проходящих на трассе с локализованной областью возмущения

На рисунке 4.14 представлена схема расположения области возмущения с размерами Δd относительно пункта регистрации и источника грозového сигнала. Примем, что локализованный участок (Δd) может иметь протяженность вдоль трассы в пределах от 300 до 2000 км и располагаться на дальности $d_1=2000$ км от источника грозového сигнала и дальности $d_2=4000-$

Δd км до пункта регистрации. Данная зависимость была принята, чтобы протяженность трассы от пункта регистрации до источника была неизменной и равнялась 6000 км. Данная схема соответствует экспериментальной возможности уверенного выделения сейсмо-ионосферных эффектов в сигналах от грозových разрядов [Вариации параметров грозových, 2011].

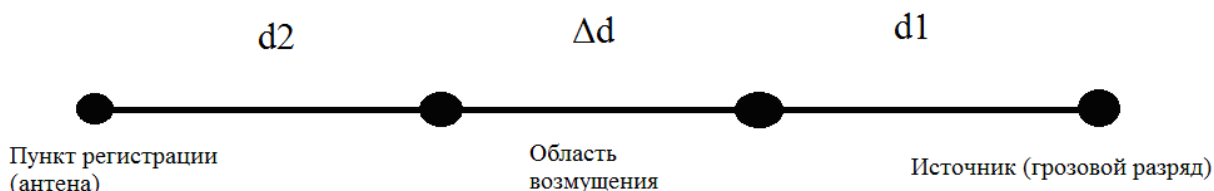


Рисунок 4.14 – Схема расположения области возмущения, относительно пункта регистрации и источника грозového разряда

В работах [Вариации параметров грозových, 2011] показано, что предшествующие землетрясению процессы (предвестники) приводят к возмущению, размеры которого обычно соответствуют размерам первой–второй зон Френеля для частоты 10 кГц (например, радиус первой зоны Френеля на дальности эпицентра 2500 км и дальности до источника атмосфериков 5000 км соответствует 195 км). В то же время эффект собственно землетрясения, по-видимому, может быть и больше. Например, в работе [Mullayarov, 2007] получено, что Корякское литосферное возмущения проявилось в амплитуде атмосфериков, принимаемых с азимутов, соответствующих пятой зоне Френеля, что соответствует размерам порядка 1000 км. Область возмущения может быть несколько смещена от направления на эпицентр и при этом испытывать некоторые колебания от суток к суткам. В то же время следует отметить, что в работе [Middle latitude LF, 2004] вариации амплитуды сигналов радиостанций наблюдались в пределах первой зоны Френеля даже для сильных землетрясений ($M > 7$).

Рассматриваем изменение параметра β и высоты волновода h только в области локализованного участка (возмущения). По-прежнему полагаем, что

в дневных условиях область возмущения параметр β изменяется равняется 0.3 км^{-1} , а высота волновода 72 км . На невозмущенных участках трассы считаем β и h неизменными и равными $\beta = 0.286 \text{ км}^{-1}$, $h = 65 \text{ км}$.

В качестве примера на рисунке 4.15 представлены спектры сигналов для дневных условий распространения, размеры области возмущения меняются от 300 до 2000 км , расстояние от пункта регистрации до области возмущения изменяется от 2000 км до 3700 , расстояние от источника до области возмущения 2000 км . Общая протяженность трассы остается неизменной и равна 6000 км .

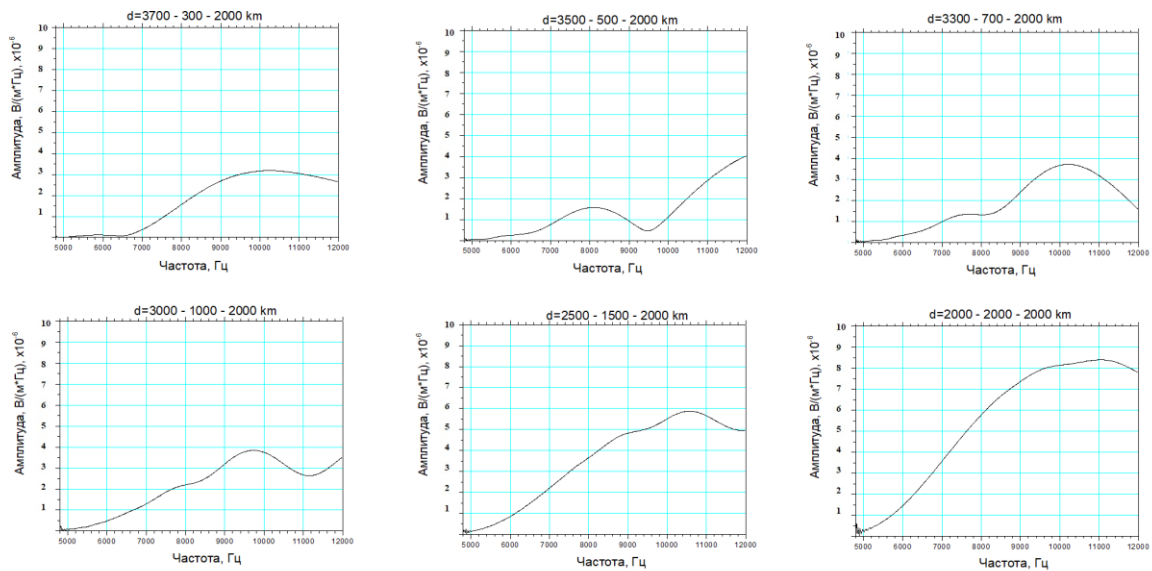


Рисунок 4.15 – Вариации спектров сигналов, проходящих на трассе с локализованной областью возмущения при дневных условиях с локализованной областью возмущения

Аналогичным образом на рисунке 4.16 представлены спектры сигналов при ночных условиях распространения. Как и в предыдущем случае, рассмотрим изменение параметра β и высоты волновода h только в области локализованного участка (возмущения). Полагаем, что в ночных условиях β изменяется от 0.3 до 0.5 км^{-1} , а высота волновода h изменяется от 82 до 90

км. На невозмущенных участках трассы считаем β и h неизменными и равными $\beta = 0.3 \text{ км}^{-1}$, $h = 82 \text{ км}$. Размеры области возмущения меняются от 500 до 2000 км, расстояние от пункта регистрации до области возмущения изменяется от 2000 км до 3500, расстояние от источника до области возмущения 2000 км. Общая протяженность трассы, также и в случае с рассмотрением дневных условий распространения, остается неизменной и равна 6000 км.

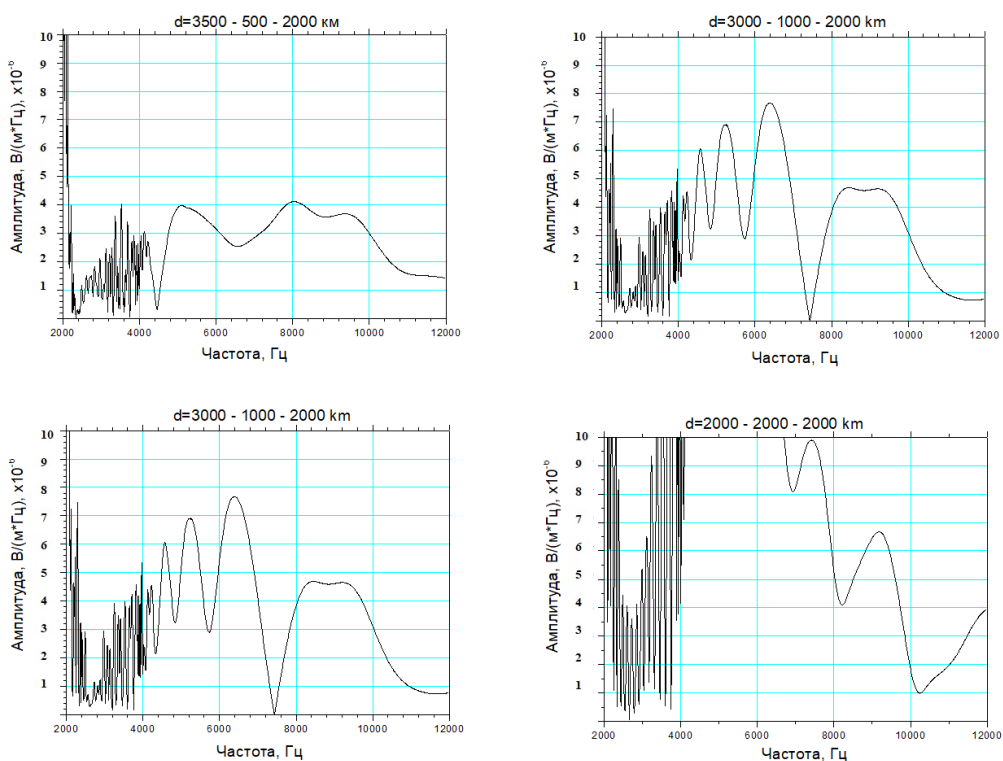


Рисунок 4.16 – Вариации спектров сигналов, проходящих на трассе с локализованной областью возмущения при ночных условиях с локализованной областью возмущения

Как видно из рисунка 4.16 в ночных условиях интерференция мод сигнала значительно меняет спектр сигнала в зависимости от размеров возмущенной области. Если в ходе развития возмущения его размеры будут меняться, то это фактически исключает возможность отслеживания

появления возмущения по данным регистрации сигнала атмосфериков на одной определенной частоте. Данное обстоятельство определяет необходимость использования среднеквадратичной амплитуды «высокочастотной» части спектра. Электромагнитный сигнал от грозового разряда имеет широкий частотный диапазон, максимум которого приходится, в среднем, на частоту порядка 10 кГц [Козлов, 2004]. На рис. 4.17 приведены результаты расчета зависимости среднеквадратичной амплитуды сигнала в высокочастотной части спектра (от 4 кГц до 12 кГц) при ночных условиях распространения при следующих параметрах:

Δd (возмущенный участок): $\beta=0.5 \text{ км}^{-1}$, $h=90 \text{ км}$, размеры 1000 км;

d_1 и d_2 (невозмущенные участки) $\beta=0.3 \text{ км}^{-1}$ и $h=82 \text{ км}$, размеры $d_1=3000 \text{ км}$, $d_2=2000 \text{ км}$.

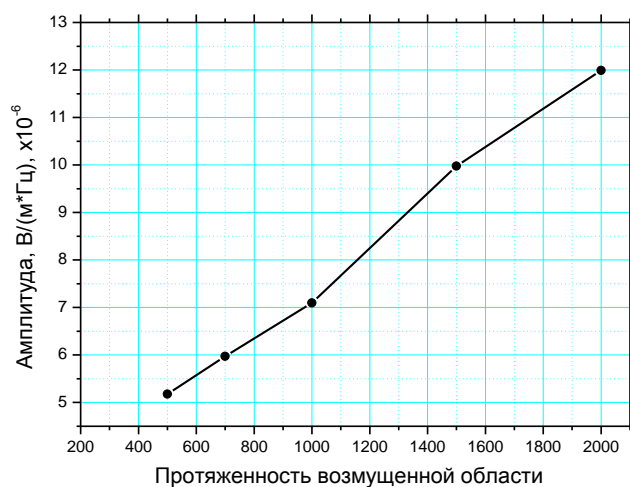


Рисунок 4.17 – Зависимость значений среднеквадратичной амплитуды электромагнитного сигнала от размеров возмущенной области

Как видно из рисунка 4.17, при увеличении области возмущения, среднеквадратичная амплитуда высокочастотной части увеличивается, за счет улучшения отражения от возмущенной ионосферы

Таким образом, результаты расчетов среднеквадратичной амплитуды сигналов при наличии сейсмических возмущений в нижней ионосфере применительно к реальным условиям нашего эксперимента показывают, что изменение поперечных размеров возмущения в ходе его развития при неизменном положении источников сигналов будут оказывать сильное влияние на условие распространение ОНЧ сигналов в волноводе Земля-ионосфера. Все вариации амплитуды сигналов будут обусловлены изменением крутизны профиля электронной концентрации и, в меньшей степени, изменением высоты волновода. В ночных условиях интерференция модовых составляющих сигналов для случая условно малых поперечных размеров возмущения может приводить к дополнительным вариациям амплитуды сигнала при изменении размеров возмущения.

4.3.2 Расчет профилей электронной концентрации при различных условиях в ионосфере

В соответствии с расчетами, основным параметром ионосферы, влияющим на проявление сейсмических возмущений в амплитудно-спектральных характеристиках ОНЧ сигналов, распространяющихся над сейсмоактивными областями, является концентрация электронов (проводимость). Рассмотрим некоторые особенности профилей электронной концентрации (или более удобной для расчетов напряженности поля в диапазонах КНЧ/ОНЧ/НЧ проводимости) в нижней ионосфере используя модель Вейта. Для расчетов используются следующие модельные высотные профили: профиль концентрации электронов, профили концентраций положительных и отрицательных ионов, профиль частоты столкновений электронов с нейтральными частицами и профили частоты столкновений положительных и отрицательных ионов с нейтральными частицами [Wait, 1964].

Проводимость ионосферы, ω_r , зависящая от высоты Z описывается выражением:

$$\omega_r(Z) = \frac{\omega_p^2(Z)}{\nu(Z)} = \frac{q^2}{\varepsilon_0} \left[\frac{N_e(Z)}{m_e \nu_e(Z)} + \frac{N_+(Z)}{m_+ \nu_+(Z)} + \frac{N_-(Z)}{m_- \nu_-(Z)} \right], \quad (4.7)$$

где:

$\omega_p(Z)$ - плазменная частота;

q - заряд электрона;

ε_0 - диэлектрическая проницаемость свободного пространства;

ν_e - частота столкновений электронов с нейтральными частицами (с^{-1});

ν_+ - частота столкновений положительных ионов с нейтральными частицами (с^{-1});

ν_- - частота столкновений отрицательных ионов с нейтральными частицами (с^{-1});

N_e - концентрация электронов (см^{-3});

N_+ - концентрация положительных ионов (см^{-3});

N_- - концентрация отрицательных ионов (см^{-3});

m_e - масса электрона;

m_+ - масса положительных ионов;

m_- - масса отрицательных ионов.

В большинстве случаев распространения сигналов в диапазонах ОНЧ или НЧ достаточно учитывать только профили концентрации электронов и частоты столкновений электронов с нейтральными частицами. В этом случае параметр проводимости, $\omega_r(Z)$, можно записать в экспоненциальном виде:

$$\omega_r(Z) = \omega_0 \exp[\beta(Z - H')], \quad (4.8)$$

где: β - параметр градиента (крутизны профиля) в единицах обратной высоты, и H' - "эталонная" высота.

Концентрации электронов $N(Z)$ рассчитывается как функция высоты Z (км) с помощью уравнения:

$$N(Z) = \{1,43 \times 10^7 \times \exp(-0,15 H')\} \{\exp(\beta - 0,15)(Z - H')\} \text{ эл/см}^3 \text{ (4.9)}$$

Профиль частоты столкновений, используемый для расчета, имеет вид:

$$\nu(Z) = \nu_0 \exp(-\alpha Z), \text{ (4.10)}$$

где:

Z - высота (км); $\nu_0 = 1,82 \times 10^{11}$ столкновений/с; $\alpha = 0,15 \text{ км}^{-1}$.

Сочетание профилей концентрации электронов и частоты столкновений дает профиль проводимости ионосферы в виде:

$$\omega_r(Z) = 2,5 \times 10^5 \exp[\beta(Z - H')], \text{ (4.11)}$$

Данная модель ионосферы несмотря на простоту успешно применяется при моделировании экспериментальных данных. Значения параметров β и H' определяются путем сравнения результатов измерений с теоретическими расчетами и соответствующей корректировки параметров этих расчетов с целью достижения приемлемой согласованности [Wait, 1964].

Используя формулу (4.9) для концентрации электронов в ионосфере, а также значения параметров β и H' для ночных и дневных условий [Bannister, 1986, 1986, 1999; Borgmann, 1993; Ferguson, 1993], рассмотрим профили ионосферы, с которыми можно связать результаты по вариациям значений среднеквадратичной амплитуды электромагнитных сигналов, проходящих на трассе с возмущением в ионосфере.

На рисунке 4.18 приведены высотные профили электронной концентрации при следующих значениях β и H' ("высоты волновода" h):

1. $\beta=0.3 \text{ км}^{-1}$, $H'=82 \text{ км}$
2. $\beta=0.5 \text{ км}^{-1}$, $H'=82 \text{ км}$
3. $\beta=0.3 \text{ км}^{-1}$, $H'=90 \text{ км}$
4. $\beta=0.5 \text{ км}^{-1}$, $H'=90 \text{ км}$

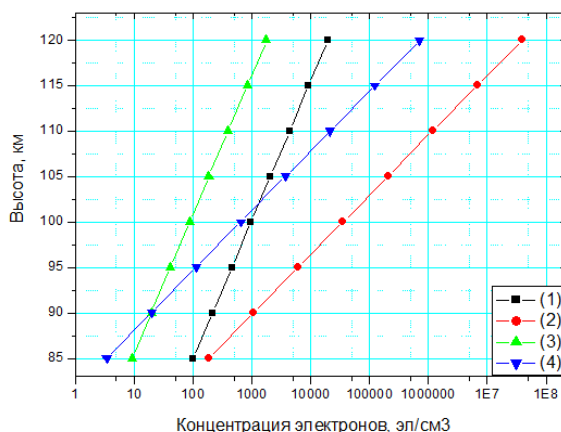


Рисунок 4.18 – Профиль электронной концентрации в ночных условиях при различных значения β и H'

Естественно, при большем значении параметра β электронная концентрация быстрее нарастает с высотой (профили 2 и 4). Если слой по модели начинается ниже, то электронная концентрация на данной высоте выше (профили 2 и 4). Как следует из рисунка 4.18, наибольший рост электронной концентрации с высотой соответствует значениям $\beta=0.5 \text{ км}^{-1}$ при $H'=82 \text{ км}$.

Профили электронной концентрации в нижней ионосфере для дневных условий представлены на рисунке 4.19 для следующих параметров:

- 1) $\beta = 0.286 \text{ км}^{-1}$, $H'=65 \text{ км}$
- 2) $\beta = 0.31 \text{ км}^{-1}$, $H'=65 \text{ км}$
- 3) $\beta = 0.286 \text{ км}^{-1}$, $H'=72 \text{ км}$
- 4) $\beta = 0.31 \text{ км}^{-1}$, $H'=72 \text{ км}$

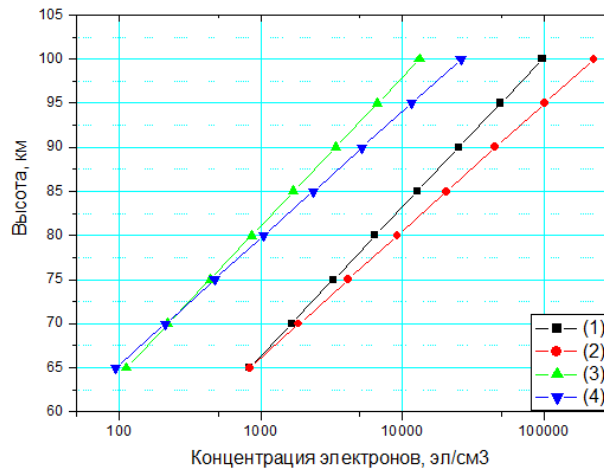


Рисунок 4.19 – Профили электронной концентрации для дневных условий при различных значениях параметров ионосферы β и H'

Наибольшие значения электронной концентрации соответствуют также большим значениям параметра β при наименьшей высоте волновода. Однако, в отличие от ночных условий доминирующей остается высота волновода.

4.4 Сопоставление результатов модельных расчетов с экспериментальными данными

Рассмотрим, как согласуются экспериментальные результаты амплитудных наблюдений атмосфериков, принимаемых в г. Якутске с направлений на области сейсмических событий (землетрясений и их возможных предвестников), с результатами расчетов.

В соответствии с результатами гл. 3 [Mullayarov, 2007], в вариациях среднеквадратичной амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентрами землетрясений с магнитудой более 5, эффект землетрясений проявляется в виде усиления амплитуды в день и/или в последующие дни после события. В предшествующие литосферным возмущениям дни вариации амплитуды атмосфериков, которые могут рассматриваться в

качестве предвестников, выражаются также в виде возрастания амплитуды. Анализ показал, что в качестве проявлений сейсмических эффектов можно рассматривать возрастания амплитуды сигналов атмосфериков (и низкочастотных радиостанций), превышающие фоновые значения минимум в 1.5 раза. Типичные значения возрастания амплитуды в мониторинговых наблюдениях составляют 2-3 раза, а максимальные значения, зарегистрированные в событии глубоководного сильного землетрясения 24.05.2013 с магнитудой $M = 8.3$ в Охотском море, составили около 6.6 раза, причем как в сигналах атмосфериков, так и в сигнале низкочастотной радиостанции.

Исходя из расчетов амплитудно-спектральных вариаций, проведенных выше, типичные экспериментальные значения возрастания амплитуды достижимы: требуемое увеличение крутизны профиля электронной концентрации (параметра β) в нижней ионосфере вполне укладывается в диапазон экспериментально наблюдаемых значений (в ночных условиях $\beta = 0.3 - 0.6$). В то же время, из расчетов следует, что такого увеличения параметра β может оказаться недостаточным, так как интерференция модовых составляющих сигнала в ночных условиях может при определенных условиях нивелировать эффект возрастания параметра β . Данное обстоятельство, возможно, обуславливает снижение вероятности наблюдения сейсмических эффектов в амплитуде низкочастотных сигналов.

Рассчитанные профили показывают определенную противоречивость динамики поведения параметров верхней стенки волновода в ходе развития возмущения с точки зрения большей выраженности проявления данного возмущения в характеристиках радиосигналов. Для достоверного проявления эффекта необходимо иметь существенное увеличение крутизны профиля β . Однако, это соответствует модельной ситуации с более низкой высотой волновода, при которой амплитуда сигнала, наоборот, должна падать (за счет возрастания затухания на этих низких высотах - за счет большей частоты столкновений электронов с нейтральными частицами).

Следовательно, экспериментально наиболее благоприятной будет реализация изменений параметров волновода, соответствующих возрастанию крутизны профиля электронной концентрации при одновременном повышении высоты волновода. Возможно, такая ситуация реализуется, по крайней мере, в части событий сейсмического воздействия на нижнюю ионосферу. В нашей работе [Вариации параметров грозových, 2011] было показано, что за несколько дней до землетрясения происходит падение значения "импедансного" отношения E_v/H_t (где E_v – вертикальная принимаемая компонента электромагнитного поля атмосфериков, H_t – горизонтальная магнитная компонента) с последующим, соответственно, возрастанием. Учитывая кратковременное (однодневное) возрастание амплитуды атмосфериков также за несколько дней до события, это означает, что мы имеем в определенном смысле противоречащие друг другу вариации в характеристиках сигналов, так как если возрастание амплитуды сигнала связать с повышением коэффициента отражения за счет увеличения электронной концентрации в нижней области ионосферы, то в первом приближении следовало бы ожидать такого же повышения отношения E_v/H_t . Однако, понижение, наоборот, электронной концентрации в нижней части E(D)-области ионосферы, как на рисунке 4.18, соответствующее уменьшению степени затухания волн в нижней части ионосферы, когда они распространяются в ионосфере до "точки отражения" и обратно дает возможность объяснить экспериментальные данные.

Обратимся теперь к теоретическим моделям области сейсмического возмущения в нижней ионосфере. Основные модели литосферно-ионосферной связи можно разделить на две группы: основанные на акустическом воздействии и на электромагнитном (электрическом) воздействии [Пулинец, 2012].

Акустическое воздействие литосферных процессов на ионосферу предполагается, прежде всего, через возбуждение сейсмическими движениями акустико-гравитационных волн (АГВ). АГВ, диссипируя на

высотах ионосферы, производят разогрев среды и возникновение электрических полей – неоднородностей ионосферы. Данная гипотеза поддерживалась многими исследователями [Molchanov, 2001; Miyaki, 2002; Shvets, 2004]. Основным свойством таких волн, свидетельствующим об их эффективности, является эффект усиления АГВ при распространении вверх за счет экспоненциального падения плотности давления. Однако, не все экспериментальные результаты могут быть объяснены данной моделью, особенно это относится к сейсмическим эффектам в F-области ионосферы. В качестве альтернативной модели предлагается сейсмическое воздействие на ионосферу через атмосферные внутренние гравитационные волны (АВГВ) [Гохберг, 2000]. Возбуждение АВГВ при сейсмической активности возможно такими процессами, как "поршневые" движения земной коры и аномальные выходы парниковых газов в атмосферу (в том числе, сопровождаемые усилением выхода радиоактивного газа радона) [Gokhberg, 1994].

Теоретическая модель формирования области возмущения в нижней ионосфере под воздействием квазистатического электрического поля сейсмической природы рассмотрена в работах [Пулинец, 1997; Pulinets, 2004; Sorokin, 2014; DC electric field formation, 2006; Thermal, atmospheric and ionospheric, 2006]. Предполагается, что электрические поля в ионосфере, обусловленные инъекцией заряженных аэрозолей в атмосферу, возмущают глобальную электрическую цепь и, как следствие, формируют область возмущения в нижней ионосфере. Расчетная форма возмущения приведена на рисунке 4.20 из работы [Sorokin, 2014]. Горизонтальные размеры области максимального ионосферного возмущения, где электронная концентрация возрастает на порядок, соответствуют размерам заданного возмущения на поверхности Земли в эпицентре (около 100 км). По высоте возмущение возникает, начиная с максимума E-слоя (100-110 км) с максимальной электронной концентрацией, приходящейся на высоту около 140 км.

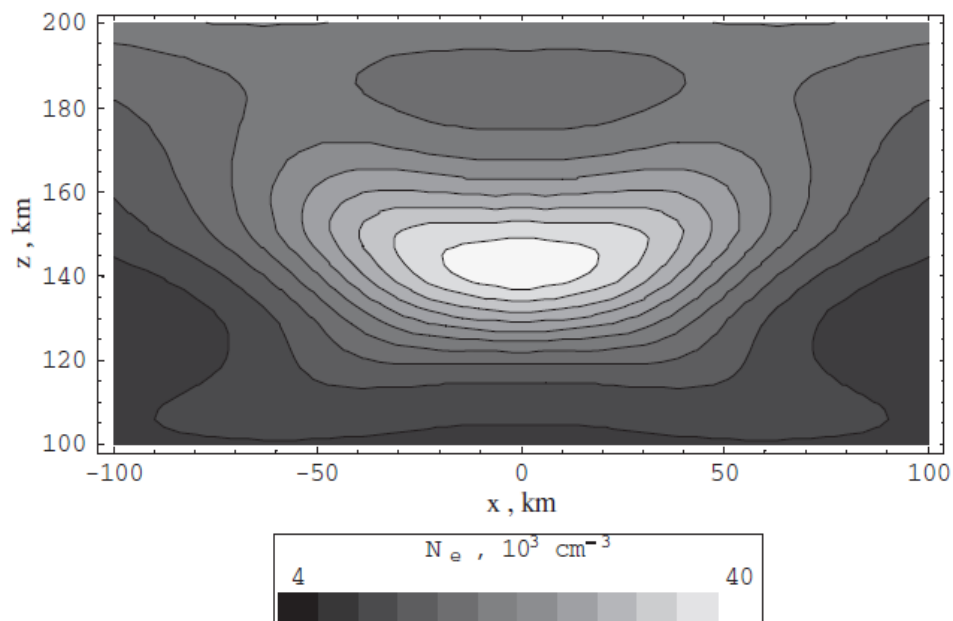


Рисунок 4.20 – Область возмущения в нижней ионосфере [Sorokin, 2014]

Если же рассматривать проникновение АГВ на ионосферные высоты, то по численным моделям, учитывающим влияние ветра [Погорельцев, 1995] максимум АГВ (максимум выделения энергии АГВ) должен наблюдаться несколько ниже (на 125 км) или даже на ~ 100 км при противоположном направлении ветра [Перцев, 1996].

Таким образом, применительно к нашим экспериментальным исследованиям сейсмических возмущений в нижней ионосфере по наблюдениям низкочастотных сигналов следует, по-видимому, рассматривать механизм АГВ. При этом, в частности, получают объяснение наблюдавшиеся нами цуги квазипериодических вариаций амплитуды сигналов, в частности, в случае сильного (с магнитудой 9) катастрофического землетрясения 11 марта 2011 г., произошедшего недалеко от побережья о. Хонсю, Япония [Ionospheric effects of earthquakes, 2012]. Возможно, диссипация энергии АГВ на указанных высотах сопровождается не только повышением плотности электронов (создание собственно неоднородности – возмущения ионосферы), но и их дрейфом с нижележащих высот, как это

ождается из наших результатов по вариациям "импедансного" отношения E_v/N_t , где E_v – вертикальная принимаемая компонента электромагнитного поля атмосфериков, N_t – горизонтальная магнитная компонента [Вариации параметров грозových, 2011]. Как отмечалось выше и в гл. 3, для согласования эффекта возрастания амплитуды сигнала перед сейсмическим событием, рассматриваемом в качестве предвестника, и, наоборот, падением отношения E_v/N_t , необходимо допустить, чтобы реализовывалась высотное распределение электронной концентрации, как приведенное на рисунке 4.21 из работы [Marshall, 2011].

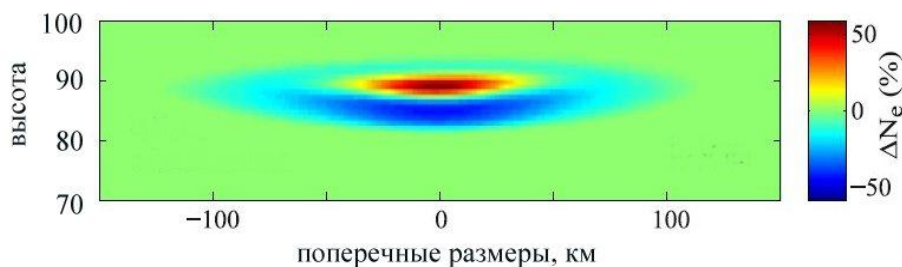


Рисунок 4.21 – Расчетная область возмущения в нижней ионосфере, возникающая при последовательности грозových разрядов в ионосферу [Marshall, 2011]

Ниже области усиления плотности электронов на высоте 90 км отмечается, наоборот, ее уменьшение (на 85 км). Картина неоднородности получена в [Marshall, 2011] по данным теоретического рассмотрения ионосферных эффектов в результате высотных грозových разрядов (в мезосфере, ионосферу). Отметим, что, так как формирование сейсмических ионосферных неоднородностей, как и в случае грозových разрядов, происходит под действием возникающих электрических полей, то указанная на рисунке 4.21 структура неоднородности не исключена и в случае сейсмического воздействия.

Таким образом, для целей мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере по вариациям (возрастанию) амплитуды сигналов наиболее благоприятной будет реализация изменений параметров волновода, соответствующих возрастанию крутизны профиля (увеличению) электронной концентрации при одновременном повышении высоты волновода (уменьшение плотности электронов ниже области его увеличения).

4.5 Выводы к главе 4

Для модельного рассмотрения амплитудно-спектральных вариаций низкочастотных радиосигналов, распространяющихся в волноводе "Земля-ионосфера" при возникновении сейсмических возмущений на верхней стенке волновода - в нижней ионосфере, использована методика расчета радиотрасс низкочастотных радиосигналов в данном волноводе, приведенная в [Pograt, 2001]. Данная методика за счет введения экспоненциальных высотных профилей ионизации позволяет в относительно простой форме изучать возможные амплитудно-спектральные вариации сигналов. Используется простейшая модель волновода «Земля-ионосфера», представляющая собой плоскостной волновод (кривизной Земли можно пренебречь).

Соответственно, возможные модели ионосферных возмущений, обусловленных сейсмическими событиями, задавались через высотные профили концентрации электронов в нижней ионосфере и высоту волновода (нижней кромки области возмущения) [Wait, 1964]. Для сопоставления с экспериментально наблюдаемыми характеристиками низкочастотных радиосигналов расчеты спектров сигналов проведены для дневных и ночных условий (при ожидаемом изменении крутизны профиля электронной концентрации и высоты волновода) на трассах их распространения над сейсмоактивными областями. Как известно, в ночных условиях спектр принимаемого сигнала может сильно изменяться за счет интерференции мод

сигнала. В дневных условиях спектр формируется практически только одной модой, однако затухание сигнала значительно.

Масштабные параметры расчетных радиотрасс заданы близкими к реальным: дальность до источников сигналов (грозовых разрядов) – до 6000 км, поперечные размеры локализованной области возмущения соответствуют 2 и 5 зонам Френеля для сигнала на частотах 10-12 кГц (порядка 500-2000 км), расстояние от пункта приема до области возмущения – не менее 1000 км.

Расчеты показали, что в дневных условиях возрастание крутизны профиля электронной концентрации приводит к наблюдаемому в экспериментах возрастанию амплитуды сигналов. При этом, однако, степень увеличения амплитуды сигнала будет одновременно определяться и вторым параметром – высотой волновода. Так одновременное изменение высоты волновода в ходе возмущения с 60 до 70 км может обеспечить весьма значительное повышение амплитуды сигнала (на частоте 10 кГц до 5-6 раз). Данное условие обусловлено, как известно, сильным затуханием сигналов в D-области ионосферы за счет большой частоты соударений электронов с нейтральными частицами.

Следовательно, если появление сейсмического возмущения в нижней ионосфере будет сопровождаться повышением высоты волновода, то даже в дневных условиях можно ожидать существенного возрастания амплитуды принимаемых низкочастотных сигналов.

В ночных условиях из-за интерференции мод сигнала спектр может сильно искажаться с появлением интерференционных минимумов и максимумов, причем чем выше значение крутизны профиля электронной концентрации, тем большие интерференционные минимумы. В целом же, как возрастание крутизны профиля электронной концентрации, так и повышение высоты волновода (в меньшей степени) приводят к увеличению среднеквадратичной амплитуды принимаемого сигнала. Аналогично дневным условиям одновременное сочетание факторов может обеспечить более существенное возрастание амплитуды сигналов.

Следовательно, конкретное проявление в ОНЧ сигналах эффекта воздействия литосферных процессов на ионосферу будет определяться одновременно изменением профиля электронной концентрации и изменением высоты волновода.

Расчеты показали, что в ночных условиях степень влияния интерференции мод сигнала в области частот спектрального максимума будет определяться также поперечными размерами области возмущения. При этом при больших значениях крутизны профиля электронной концентрации ($\beta > 0.5 \text{ км}^{-1}$) в случае источников на большей дальности эффект интерференции мод в высокочастотной части спектра практически не проявляется.

Из результатов расчетов следует, что если в ходе развития возмущения происходит изменение его поперечных размеров при неизменном положении источников сигналов, то это не будет сказываться на вариациях дневной амплитуды. Все вариации амплитуды сигналов будут обусловлены изменением крутизны профиля электронной концентрации и, в меньшей степени, изменением высоты волновода. В то же время, в ночных условиях интерференция модовых составляющих сигналов для случая условно малых поперечных размеров возмущения может приводить к дополнительным вариациям амплитуды сигнала при изменении размеров возмущения.

Таким образом, результаты расчетов зависимости спектров низкочастотных сигналов (в эксперименте – это электромагнитное излучение грозных разрядов) от параметров волновода "Земля-ионосфера", распространяющихся по трассам с возмущениями в ионосфере, показывают, что регистрирующиеся в эксперименте возрастания амплитуды сигналов в периоды сильных сейсмических событий могут быть объяснены увеличением крутизны профиля электронной концентрации (повышением концентрации) и/или повышением высоты волновода. Экспериментально наиболее благоприятной будет реализация изменений параметров волновода, соответствующих возрастанию крутизны профиля электронной

концентрации при одновременном повышении высоты волновода (уменьшении плотности электронов ниже области его увеличения).

Рассмотрение моделей формирования сейсмических возмущений в ионосфере позволяет предполагать, что применительно к нашим экспериментальным исследованиям сейсмических возмущений в нижней ионосфере по наблюдениям низкочастотных сигналов следует, по-видимому, рассматривать механизм акустико-гравитационных волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных в работе исследований получены следующие результаты:

1. Получено, что ионосферные эффекты землетрясений проявляются в сигналах атмосфериков в виде усиления среднечасовой амплитуды в день или в интервале трех дней после события. Возможные предвестники литосферных возмущений проявляются, как правило, в однодневном (в течение одного - нескольких часов) возрастании амплитуды атмосфериков в среднем за 4-10 дней до событий.
2. С помощью дистанционного мониторинга сейсмо-ионосферных возмущений, установлены параметры землетрясений с наибольшей вероятностью проявления в данных электромагнитных сигналах. Сейсмические эффекты в нижней ионосфере возможны в случае землетрясений с магнитудами более четырех и, как правило, имеющих очаг на глубинах не более 50-70 км.
3. Установлено, что глубокофокусные землетрясения также могут иметь предвестники в виде возмущений нижней ионосферы, проявляющиеся в виде повышения амплитуды сигналов грозových разрядов, как и в случае мелкофокусных землетрясений. Предвестники глубокофокусных землетрясений чаще наблюдаются непосредственно перед событием, за один - два дня до землетрясения.
4. Обнаружено, что за несколько дней до землетрясения значение отношения компонентов электромагнитного поля E_z/H_t может падать (E_z – вертикальная электрическая компонента, H_t – горизонтальная магнитная).
5. Установлено, что размеры возмущений, вызываемых землетрясениями, обычно не больше размеров пятой зоны Френеля для частот спектрального максимума сигналов (около 10 кГц), что составляет ~ 1000 км для типичных

условий наблюдения в г. Якутск, а их предвестников - не больше размеров первой зоны Френеля.

б. Показано, что регистрирующиеся в амплитудно-спектральных вариациях низкочастотных радиосигналов возрастания амплитуды сигналов от грозových разрядов в периоды сильных сейсмических событий могут быть объяснены увеличением крутизны профиля электронной концентрации (повышением концентрации) и/или повышением высоты волновода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев, А.А. Особенности радоновых прогнозных признаков землетрясений / А. В. Беляев // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1355-1360.
2. Богдур, В.Г. Смирнов, В.М. Ионосферные возмущения в период подготовки сейсмических событий по данным спутниковых навигационных систем / В.Г. Богдур, В.М. Смирнов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: сб. науч. ст. / В.Г. Богдур, В.М. Смирнов. – М.: Изд-во ООО «Азбука-2000», 2006. – Т. 2, № 3. – С. 190-198.
3. Единая концепция обнаружения признаков готовящегося сильного землетрясения в рамках комплексной системы литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера / К.А. Боярчук, А.В. Карелин, С.А. Пулинец и др. // Космонавтика и ракетостроение. – 2012. – № 3. – С. 21-42.
4. Бучаченко, А.Л. Магнитопластичность и физика землетрясений. Можно ли предотвратить катастрофу? / А.Л. Бучаченко // Успехи физических наук. – 2014. – Т. 184, № 1. – С. 101-108.
5. Быханов, Е.В. Определение параметров вращения Земли по данным траекторных измерений навигационных ИСЗ ГЛОНАСС / Е.В. Быханов // Метрология времени и пространства: сб. докл. V Российского симпозиума, 11-13 октября 1994 г., Москва, Менделеево. – М.: ИМВП ГП ВНИИИФТРИ, 1994. – С. 81-85.
6. О химической нестабильности углеводородных газов Радченковского нефтегазового месторождения (Днепровско-Донецкая впадина) / Г.И. Войтов, С.М. Аммосов, Н.К. Приволовский и др. // Докл. РАН. – 1992. – Т. 325, № 3. – С. 447-450.
7. Войтов, Г.И. Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах / Г.И. Войтов, И.П. Добровольский // Физика Земли. – 1994. – № 3. – С. 20-31.

8. Гайворонская, Т.В. Ионосферные вариации в сейсмоактивных районах / Т.В. Гайворонская // Физика Земли. – 2005. – № 3. – С. 56-60.
9. Глобальная навигационная система Глонасс. Интерфейсный контрольный документ. – М.: КНИЦ ВКС, 1995. – 54 с.
10. Глобальные навигационные системы. Тем. выпуск. // Труды Инст. инж. по электротехн. и радиоэлектронике. – 1983. – № 10. – С. 71.
11. Гончарова, Е.Е. Спорадический слой E в высоких широтах во время магнитных возмущений / Е.Е. Гончарова // Геомагнетизм и аэрономия. – 1964. – Т. 4. – С. 67.
12. Уходящее инфракрасное излучение Земли - индикатор сейсмической активности / В.И. Горный, А.Г. Сальман, А.А. Тронин и др. // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 301, № 1. – С. 67-69.
13. Гохберг, М.Б. О влиянии нестабильного выхода парниковых газов в сейсмически активном регионе на ионосферу / М.Б. Гохберг, А.К. Некрасов, С.Л. Шалимов // Физика Земли. – 1996. – № 8. – С. 52-55.
14. О возможных эффектах воздействия электрических полей сейсмического происхождения на ионосферу / М.Б. Гохберг, Н.И. Гершензон, И.Л. Гуфельд и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1984. – Т. 24, № 2. – С. 217–222.
15. О возмущениях F области ионосферы перед сильными землетрясениями / М.Б. Гохберг, А.В. Кустов, В.А. Липеровский и др. // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1988. – № 4. – С. 12-20.
16. Гохберг, М.Б. О сейсмических предвестниках в ионосфере / М.Б. Гохберг, В.А. Пилипенко, О.А. Похотелов // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1983. – № 10. – С. 17–21.
17. Гохберг, М.Б. Электромагнитные предвестники в системе прогноза землетрясений: поиски, проблемы / М.Б. Гохберг, И.Л. Гуфельд, В.А. Липеровский // Вестник АН СССР. – 1987. – № 3. – С. 43–54.

18. Гохберг, М.Г. Литосферно-ионосферная связь и ее моделирование / М.Г. Гохберг, С.Л. Шалимов // Российский журнал Наук о Земле. – 2000. – Т. 2, № 2. – С. 95-108.
19. Добровольский, И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения / И.П. Добровольский – М.: ИФЗ РАН, 1991. – 217 с.
20. Ершова, Т.В. Пространственная неоднородность грозовой активности и гравитационные аномалии Земли / Т.В. Ершова // Вестник Томского государственного педагогического университета. – 2015. – № 11. – С. 164.
21. Ионосферные аномалии, наблюдаемые в GPS TEC измерениях перед землетрясением в Греции 8 января 2006 г. (M6. 8) / И.Е. Захаренкова, И.И. Шагимурагов, А.Ф. Лаговский и др. // Электронный научный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ». – 2006. – С. 1047-1055.
22. Влияние геомагнитных возмущений на полное электронное содержание ионосферы / А.В. Иванов, А.Ю. Желонкин, Н.В. Рябова и др. // Вестник Марийского государственного технического университета. Сер.: Радиотехнические и инфокоммуникационные системы. – 2011. – № 1. – С. 24-30.
23. Кашпровский, В.Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами / В.Е. Кашпровский. – М.: Наука, 1966. –94 с.
24. Ким, В.П. О возможном ионосферном предвестнике землетрясений / В.П. Ким, В.В. Хегай, П.В. Иллич-Свитыч // Физика Земли. – 1994. – № 3. – С. 37-40.
25. Козлов, В.И. Грозовая активность в Якутии / В.И. Козлов, В.А. Муллаяров. – Якутск: Изд-во СО РАН (Якутский филиал), 2004. –104 с.
26. Козлов, В.И. Грозовая активность в Якутии по наблюдениям с помощью однопунктового гроzapеленгатора дальногомера / В.И. Козлов, В.А. Муллаяров, А.Д. Лаптев // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 2. – С. 216–221.

27. Козлов, В.И. Инструментальные наблюдения грозовой деятельности в Якутии в 1993-1994 гг. / В.И. Козлов, В.А. Муллаяров // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 2. – С. 105-109.
28. Козлов, В.И. Узкосекторная пеленгация источников шумового ОНЧ-излучения / В.И. Козлов, В.А. Муллаяров, А.Е. Васильев // Известия вузов. Радиофизика. – 2000. – Т. XLIII, № 11. – С. 954-957.
29. Козлов, В.И. Характеристики грозовых очагов по инструментальным наблюдениям в Якутии в 1993-2001 гг. / В.И. Козлов, В.А. Муллаяров, А.Е. Васильев // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 2. – С. 39-45.
30. Резкое расплывание спорадических слоев E среднеширотное ионосферы в период подготовки землетрясений / Л.Е. Колоколов, Е.В. Липеровская, В.А. Липеровский и др. // Физика земли. – 1992. – № 7. – С. 101-109.
31. Кононов, И.И. Особенности изменения параметров СДВ радиосигналов в сейсмоактивный период. Радиотехнические методы местоопределения грозовых очагов / И.И. Кононов, А.А. Петренко, В.С. Снегуров // Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. – 223 с.
32. Корсунова, Л.П. Сейсмо-ионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в Тихоокеанском регионе / Л.П. Корсунова, В.В. Хегай // Геомагнетизм и аэрономия. – 2005. – Т. 45, № 5. – С. 665-671.
33. Кузнецов, В. В. Физика земных катастрофических явлений / В.В. Кузнецов, А.С. Алексеев. – М.: Наука, 1992. – 94 с.
34. Латышина, Л.А. Об интенсивности приливных и тектонических движений в зоне Сурхобского разлома / Л.А. Латышина, Т.П. Шишкина // Изв. Ан СССР. Физика Земли. – 1978. – № 6. – С. 87-93.
35. Линьков, Е.М. Сейсмогравитационные колебания Земли и связанные с ними возмущения атмосферы / Е.М. Линьков, Л.Н. Петрова, Д.Д. Зурошвили // ДАН СССР. Геофизика. – 1989. – Т. 306, №. 2. – С. 314-317.

36. Статистический анализ возмущений критической частоты foF2 ионосферы за несколько суток до и после землетрясений по материалам станции "Петропавловск-Камчатский" и "Токио" / Е.В. Липеровская, В.В. Богданов, М.В. Родкин и др. // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: сб. докл. IV международной конференции, 14-17 августа 2007 г., Паратунка Камчатский край. – Петропавловск- Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 14-17.

37. Суточная зависимость возмущений в спорадическом слое Es ионосферы в связи с землетрясениями по материалам станций вертикального зондирования "Петропавловск-Камчатский" и "Кокуьунжи" (Токио) / Е.В. Липеровская, В.В. Богданов, М.В. Родкин и др. // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: сб. докл. IV международной конференции, 14-17 августа 2007 г., Паратунка Камчатский край. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 385-390.

38. Липеровский, В.А. Ионосферные предвестники землетрясений / В.А. Липеровский, О.А. Похотелов, С.Л. Шалимов. – М.: Наука, 1992. – 304 с.

39. Исследование F-области ионосферы перед землетрясениями / А.В. Липеровский, О.А. Алимов, С.Л. Шалимов и др. // Изв. АН СССР. Физика Земли. –1990. – № 12. – С. 77–86.

40. Медведев, П.П. Глобальные космические навигационные системы / П.П. Медведев, И.С. Баранов // Итоги науки и техники. Сер. Геодезия и аэросъёмка. – М.: ВИНТИ, 1992. – Т. 29. –159 с.

41. Михайлов, И.Н. Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений /И.Н. Михайлов // Геофизика. – 2006. – № 2. – С. 64-69.

42. Вариации параметров грозových электромагнитных сигналов на трассах, проходящих над областями землетрясений / В.А. Муллаяров, Л.М. Абзалетдинова, В.В. Аргунов и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2011. – Т. 51, № 6. – С. 841-851.

43. Мурти, Т.С. Сейсмические морские волны цунами / Т.С. Мурти. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1981. – 446 с.
44. Перцев, Н.Н. Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу / Н.Н. Перцев, С.Л. Шалимов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т. 36, № 2. – С. 111-118.
45. Погорельцев, А.И. Влияние фонового ветра на формирование структуры акустико-гравитационных волн в термосфере / А.И. Погорельцев, Н.Н. Перцев // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1995. – Т. 35, № 6. – С. 755-760.
46. Поддельский, И.Н. Изменение характеристик СДВ – сигналов в период землетрясений 1994-1995 годов / И.Н. Поддельский // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений: сб. докл. II межд. сов., 14-19 августа 2001 г., г., Паратунка. Камчатский край. – Петропавловск- Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2001. – С. 23-24.
47. Поддельский, И.Н. Особенности изменения параметров СДВ радиосигналов в сейсмоактивный период / И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений: сб. докл. III международной конференции, 16-21 августа 2004 г., Паратунка Камчатский край. – Петропавловск- Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. – С. 112-115.
48. Проблема многопараметрического анализа данных прогнозного сейсмомониторинга и пути ее решения. Спутниковым технологиям нет альтернативы / С.А. Пулинец, Д.В. Давиденко, А.Д. Линьков, и др. // Фундаментальные проблемы радиоэлектронного приборостроения. – 2012. – Т. 12, № 7. – С. 57-65.
49. Пулинец, С.А. Пространственно-временные характеристики крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации, наблюдаемых в области F ионосферы перед сильными землетрясениями /

С.А. Пулинец, А.Д. Легенька // Космические исследования – 2003. – Т. 41, № 3. – С. 240-249.

50. Раков, В.А. Результаты работы многопунктовых пеленгационных систем место определения молний / В.А. Раков // Метеорология и гидрология. 1993. – № 7. – С. 105-114.

51. Раков, В.А. Современные пассивные радиотехнические системы местоопределения молний / В.А. Раков // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 1. – С. 118-123.

52. Ремизов, Л.Т. Естественные радиопомехи / Л.Т. Ремизов. – М.: Наука, 1985. – 196 с.

53. Ружин, Ю. Я. Импульсные аномалии ТЕС ионосферы перед мощным землетрясением в Чили (27 февраля 2010 г.) / Ю.Я. Ружин, В.М. Смирнов, Е.В. Смирнова // Всероссийская научная конференция: материалы VII Всероссийской научной конференции, 31 мая – 2 июня 2016 г., Владимирская обл., г. Муром. – Муром: Изд.-полиграфический центр МИВлГУ, 2016. – С. 118-125

54. Серафимова, Ю. К. О связи сильных ($MW \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с солнечной активностью / Ю.К. Серафимова // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки: Геофизический мониторинг Камчатки: материалы научно-технической конференции 17-18 января 2007 г., г. Петропавловск-Камчатский. – Петропавловск-Камчатский: «Геофизическая служба РАН», 2006. – С. 17-18.

55. Сетевые спутниковые радионавигационные системы / Под ред. П.П. Дмитриева, В.С. Шебшаевича. – М.: Радио и связь, 1992. – 272 с.

56. Смирнов, В. М. Вариации ионосферы в период землетрясений по данным навигационных систем [Электронный ресурс] / В.М. Смирнов // Электронный журнал. Исследовано в России. – 2001. – Т. 153. – С. 1759-1767.

57. Степаненко, В.Д. Радиотехнические методы исследования гроз / В.Д. Степаненко, С.М. Гальперин. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. – 204 с.

58. Сытинский, А.Д. О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью / А.Д. Сытинский // Успехи физических наук. – 1973. – Т. 111, № 10. – С. 367-369.
59. Фишкова, Л.М. Отображение сейсмической активности в вариациях свечения ночного неба / Л.М. Фишкова, Т.И. Трошелидзе // Полярные сияния и свечение ночного неба. – 1989. – № 33. – С. 17-23.
60. О возмущениях в ионосфере перед рядом землетрясений в Таджикистане 1987 г. / Х.Ф. Хакимов, В.А. Липеровский, С.Л. Шалимов и др. // Докл. АН Тадж. ССР. – 1989. – Т. 32, № 12. – С. 824–828.
61. Черный, Ф.Б. Распространение радиоволн / Ф.Б. Черный. – М: Сов. Радио, 1972. – С. 464.
62. Шалимов, С.Л. О влиянии длиннопериодных колебаний Земли на верхнюю атмосферу / С.Л. Шалимов // Изв. РАН. Физика Земли. – 1992. – № 7. – С. 89-95.
63. Шебалин, Н.В. О последствиях сильных землетрясений. Часть П. Европа и центральная Азия, 1900-1980. Влияние плотности населения / Н.В. Шебалин, Н.В. Мартынов // Вопросы инженерной сейсмологии. – 1985. – Т. 26. – С. 4.
64. Шестопалов, И.П. О связи сейсмичности Земли с солнечной и геомагнитной активностью / И.П. Шестопалов, Е.П. Харин // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений: сб. докл. III международной конференции, 16-21 августа 2004 г., Паратунка Камчатский край. – Петропавловск- Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. – С. 16-21.
65. Anomalous characteristics of the middle latitude Es layer before earthquakes / O.A. Alimov, M.B. Gokhberg, E.V. Liperovskaya et.al // Physics of the Earth and Planetary Interiors – 1989. – Vol. 57. P. 76–81.
66. Argunov, V.V. Variations of the amplitude of lighting electromagnetic signals passing over epicenters of deep-focus earthquakes / V.V. Argunov, V.A. Mullayarov // Proceeding of SPIE, 21st International Symposium Atmospheric and

Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2015. – V. 9680. – P. 96805J. -
doi: [10.1117/12.2204877](https://doi.org/10.1117/12.2204877).

67. Bannister, P. R. Simplified formulas for ELF propagation at shorter distances / P.R. Bannister // Radio science. – 1986. – Vol. 21, N. 3. – P. 529-537.

68. Bannister, P.R. Further examples of seasonal variations of ELS radio propagation parameters / P.R. Bannister // Radio Science. – 1999. – N. 34. – P. 199–208.

69. Bannister, P.R. The determination of representative ionospheric conductivity parameters for ELF propagation in the Earth-ionosphere waveguide / P.R. Bannister // Radio science. – 1985. – Vol. 20, N 4. – P. 977-984.

70. VLF-LF radio signals collected at Bari (South Italy): a preliminary analysis on signal anomalies associated with earthquakes / P.F. Biagi, R. Piccolo, L. Castellana et.al // Natural Hazards Earth System Sci. – 2004. – Vol. 4. – P. 685-689.

71. Borgmann, D. Theoretical and experimental coverage analysis of a VLF transmitter. In ELF/VLF/LF / D. Borgmann // Radio Propagation and Systems Aspects AGARD-CP-529. – 1993. – P. 6.

72. Doda, L. Earthquake clouds and physical mechanism of their formation / L. Doda, S. Pulinets // AGU Fall Meeting Abstracts. – 2006. – T31A-0426.

73. Ferguson, J.A. Numerical modeling of the propagation medium at VLF/LF / J.A. Ferguson // Radio Propagation and Systems Aspects. – 1993. – P. 1-9.

74. Gokhberg, M.B. A new approach to the problem of the lithosphere-ionosphere coupling before the earthquakes, in: Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction / M.B. Gokhberg, A.K. Nekrasov, S.L. Shalimov // Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction. – 1994. – P. 619-625.

75. Study of seismic influence on the ionosphere by super long wave probing of the Earth- ionosphere waveguide / M.B. Gokhberg, I.L. Gufeld, A.A.

Rozhnoy et.al // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1989. – Vol. 57, N. 1-2. – P. 64-67.

76. Greifinger, C. Approximate method for determining ELF eigenvalues in the earth-ionosphere waveguide / C. Greifinger, P. Greifinger // *Radio Science*. – 1978. – Vol. 135, N. 5 – P. 831–837.

77. Greifinger, C. On the ionospheric parameters which govern high-latitude ELF propagation in the earth-ionosphere waveguide / C. Greifinger, P. Greifinger // *Radio Science*. – 1979. – Vol. 14. – P. 889–895.

78. Radiowave disturbances in period to Rudber and Rachinsk earthquakes / I.L. Gufeld, A.A. Rozhnoi, S.N. Tyumensev et.al // *Physics of the Solid Earth*. – 1992. – Vol. 28. – P. 267-270

79. A Statistical Study on the Correlation between Lower Ionospheric Perturbations as Seen by Subionospheric VLF/LF Propagation and Earth-quakes / M. Hayakawa, Y. Kasahara, T. Nakamura et.al // *Journal of Geophysical Research, Space Physics*. – 2010. – Vol. 115. – P. A09305.

80. Hayakawa, M. Achievements of NASDA's Earthquake Remote Sensing Frontier Project / M. Hayakawa, O.A. Molchanov // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. – 2004. – N. 15 – P. 311-328.

81. Hayakawa, M. Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes. / M. Hayakawa // *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*. – Tokyo: TERRAPUB, 1999. – 477 P. 996.

82. Hayakawa, M. Electromagnetic phenomena associated with earthquakes: A frontier in terrestrial electromagnetic noise environment / M. Hayakawa // *Research and Development Geophysics*. – 2004. – Vol. 6. – P. 81-112.

83. Hayakawa, M. On the Relative Effect of Magnitude and Depth of Earthquakes in the Generation of Seismo-Ionospheric Perturbations at Middle Latitudes as Based on the Analysis of Subionospheric Propagation Data of JJY (40

kHz)-Kamchatka Path / M. Hayakawa, A. Rozhnoi, M. Solovieva // *Open Journal of Earthquake Research*. – 2013. – Vol. 2. – P. 27-31.

84. Hayakawa, M. *Seismo Electromagnetics: Lithosphere - Atmosphere - Ionosphere Coupling* / M. Hayakawa, O.A. Molchanov // *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*. – Tokyo: TERRAPUB, 2002. – 477 pp.

85. Hayakawa, M. The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals / M. Hayakawa, O.A. Molchanov, T. Ondoh, E. Kawai // *Atmospheric Electricity*. – 1996. – Vol. 16. – P. 247-257.

86. Hayakawa, M. The precursory signature effect of the Kobe earthquake on subionospheric VLF signals / M. Hayakawa, O.A. Molchanov, T. Ondoh, E. Kawai // *Communications Research Laboratory*. – 1996. – Vol. 43. – P. 169-180.

87. Hayakawa, M. *VLF/LF Radio Sounding of Ionospheric Perturbations Associated with Earthquakes Sensors* / M. Hayakawa // *Sensors*. – 2007. – Vol. 7, N. 7. – P. 1141-1158.

88. Hayakawa, M.; Molchanov, O. A.; NASDA/UEC team. Summary report of NASDA's earthquake remote sensing frontier project / M. Hayakawa, O.A. Molchanov // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2004. – 29. – P. 617-625.

89. Hobara, Y. Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event / Y. Hobara, M. Parrot // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* – 2005. – Vol. 67. – P. 677-685.

90. Hoppel, W.A. *Atmospheric Electricity in the Planetary Boundary Layer* / W.A. Hoppel, R.V. Anderson, J.C. Willet // *The Earth's Electrical Environment*, National Academic Press, Washington. – 1986. – P. 149-165

91. King, C.Y. Gas geochemistry applied to earthquake prediction. An overview / C.Y. King // *Journal of Geophysical Research* – 1996. – P. 281.

92. Krankowski, A. Modeling and forecasting of TEC obtained with IGS Network over Europe / A. Krankowski, L.W. Baran, I.I. Shagimuratov // *Proceed. Workshop&Symposium*. – 2004. – Vol. 10. – C. 01-05.

93. On Es-spread effects in the ionosphere connected to earthquakes /E.V. Liperovskaya, C.V. Meister, O.A. Pokhotelov et.al // *Natural Hazard and Earth System Sciences*. – 2006. – N. 6. – P. 740-744.
94. Liperovsky, V. A. On Es-spread effects in the ionosphere before earthquakes / V.A. Liperovsky, C.V. Meister, E.V. Liperovskaya, N.E. Vasil'eva, O. Alimov // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2005. – Vol. 5, N. 1. – P. 59-62.
95. Liu, J.Y. A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly / J.Y. Liu, Y.I. Chen, Y.J. Chuo, C.S. Chen // *Journal of Geophysical Research: Space Physics* – 2006. – Vol. 111, N.6. – P.
96. Maekawa, S. A statistical study on the dependence of characteristics of VLF/LF terminator times on the propagation direction / S. Maekawa, M.A. Hayakawa // *Institution of Electrical Engineers. Japan, Fundamentals and Materials, Special Issue on Recent Progress in Seismo-Electromagnetics*. – 2006. – Vol. 126, N. 4. – P. 220-226.
97. Marshall, R.A. Early VLF perturbations caused by lightning EMP-driven dissociative attachment / R.A. Marshall, U.S. Inan, T.W. Chevalier // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35. – N. 21. – P.
98. Miyaki, K. The role of gravity waves in the lithosphere - ionosphere coupling, as revealed from the subionospheric LF propagation data. in “*Seismo Electromagnetics: Lithosphere - Atmosphere - Ionosphere Coupling*” / K. Miyaki, M. Hayakawa, O.A. Molchanov // *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*. – 2002. – P. 229-232.
99. Molchanov, O.A. Generation of ULF seismogenic electromagnetic emission: a natural consequence of microfracturing processes, in: *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction* / O.A. Molchanov, M. Hayakawa // *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*. – 1994. – P. 573-563.
100. Molchanov, O.A. Precursory effects in the subionospheric VLF signals for the Kobe earthquake / O.A. Molchanov, M. Hayakawa, T. Ondoh, E.

Kawai // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1998. – Vol. 105, N. 3. – P. 239-248.

101. Molchanov, O.A. VLF/LF sounding of the lower ionosphere to study the role of atmospheric oscillations in the lithosphere-ionosphere coupling / O.A. Molchanov, M. Hayakawa, K. Miyaki // *Advances in polar upper atmosphere research*. – 2001. – Vol. 15. – P. 146-158.

102. Morozov, N. The influence of convective current generator on the global current /N. Morozov // *Nonlinear Processes in Geophysics*. – 2006. – Vol. 13, N. 2. – P. 243-246.

103. Ionospheric effects of earthquakes in Japan in March 2011 obtained from observations of lightning electromagnetic radio signals / V.A. Mullayarov, V.V. Argunov, L.M. Abzaletdinova et.al // *Natural Hazards and Earth System Science*. – 2012. – N. 12. – P. 3181-3190.

104. Mullayarov, V.A. Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes / V.A. Myllayarov, R.R Karimov, V.I. Kozlov // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2007. – Vol. 69, N. 13 – P. 1513-1523.

105. Variations of VLF radio signals and atmospheric during the deep earthquake with $M=8.2$ occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula / V.A. Mullayarov, V.V. Argunov, G.I. Druzhin et.al // *Natural Science*. – 2014. – Vol. 6, N. 3. – P. 144-149.

106. Ondoh T. Seismo-ionospheric phenomena / T. Ondoh // *Advances in Space Research* – 2000. – Vol. 26, N. 8. – P. 1267-1272.

107. Oraevsky, V.N. Anomalies of ionospheric TEC above Turkey before two strong earthquakes at 1999 / V.N. Oraevsky, Yu.Ya. Ruzhin, I.I. Shagimuratov // *Proceed. 15th Wroclaw EMC Symposium*. – 2000. – P. 508-511

108. Satellite thermal IR phenomena associated with some of the major earthquakes in 1999-2003 / D. Ouzounov, N. Bryant, T. Logan et.al // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2006. – Vol. 31. – P. 154-163.

109. Parrot, M. First results of the DEMETER micro-satellite / M. Parrot // *Planet. Space Sci.* – 2006. – T. 54. – N. 5. – P. 413-427.
110. Poddelsky, I.N. The variation of VLF-signals characteristics during the Earthquakes / I.N. Poddelsky // *Atmospheric and ocean optics. Atmospheric physics. VIII Joint International Symposium, Oct. 2001. Irkutsk: [theses] – Irkutsk: “Spectr” IOA SB RAS, 2001. – P. 249.*
111. Porrat, D. Modal phenomena in the natural electromagnetic spectrum below 5 kHz / D. Porrat, P.R. Bannister, A.C. Fraser-Smith // *Radio Science.* – 2001. – Vol. 36, N. 3. – P. 409-506.
112. Pulinets S.A. Ionospheric Precursors of Earthquakes / S.A. Pulinets, K. Boyarchuk // *Springer Science & Business Media.* – 2004. – P. 315
113. The physical nature of the thermal anomalies observed before strong earthquakes / S.A. Pulinets, D. Ouzounov, A.V. Karelin et.al // *Physics and Chemistry of the Earth.* – 2006. – Vol. 31. – P. 143-153.
114. Thermal, atmospheric and ionospheric anomalies around the time of the Colima M7.8 earthquake of 21 January 2003 / S.A. Pulinets, D. Ouzounov, L. Ciruolo et.al // *Annales Geophysicae.* – 2006. – Vol. 24. – P. 835-849.
115. Remezov, L.T. Natural Radio Noises / L.T. Remezov // *Moscow: Nauka, 1985. – P. 200.*
116. Rios, V.H. Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977 / V.H. Rios, V.P. Kim, V.V. Hegai // *Advances in Space Research.* – 2004. – Vol. 33. – P. 323-327.
117. Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study / C.J. Rodger, S. Werner, J.B. Brundell et.al // *Annals of Geophysics* – 2006. – Vol. 24. – P. 3197-3214.
118. Rodgers, C. Remote sensing of the upper atmosphere by VLF. in “Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges” / C. Rodger, R.J. McCormick. – Dordrecht: Springer, 2006. – P. 167-190.

119. Middle latitude LF (40 kHz) phase variations associated with earthquakes for quiet and disturbed geomagnetic conditions / A. Rozhnoi, M.S. Solovieva, O.A. Molchanov et.al // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2004. – Vol. 29. – P. 589-598.
120. Shalimov, S.L. Lithosphere-ionosphere relationship: A new way to predict earthquakes? / S.L. Shalimov // *Intern, Geosci. Newsmag. Episodes*. – 1992. – Vol. 15, N. 4. – P. 252-254.
121. Shvets, A. V. Results of subionospheric radio LF monitoring prior to the Tokachi ($m = 8$, Hokkaido, 25 September 2003) earthquake / A.V. Shvets, M. Hayakawa, S. Maekawa // *Natural Hazards Earth System Sci*. – 2004. – Vol. 4. – P. 647-653.
122. Shvets, A.V. A study of ionospheric response to regional seismic activity by VLF radio sounding / A.V. Shvets, M. Hayakawa, O.A. Molchanov, Y. Ando // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2004. – Vol. 29. – P. 627-637.
123. Shvets, A.V. Subionospheric VLF monitoring for earthquake-related ionospheric perturbations / A.V. Shvets, M. Hayakawa, O.A. Molchanov // *Atmospheric Electricity* – 2002. – Vol. 22. – P. 87-99.
124. Silina, A.S. Ionospheric phenomena before strong earthquakes / A.S. Silina, E.V. Liperovskaya, V.A. Liperovsky, C.V. Meister // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2001. – Vol. 3. – P. 1-6.
125. Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India / B. Singh, V. Kushwah, O.P. Singh et.al // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2004. – Vol. 29. – P. 537-550.
126. Seismo-electromagnetic phenomenon in the atmosphere in terms of 3D subionospheric radio wave propagation problem / O.V. Soloviev, M. Hayakawa, V.I. Ivanov et.al // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2004. – Vol. 29. – P. 639-647.
127. DC electric field formation in the mid-latitude ionosphere over typhoon and earthquake regions / V.M. Sorokin, A.K. Yaschenko, V.M. Chmyrev et.al // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2006. – Vol. 31. – P. 454-461.

128. DC electric field amplification in the mid-latitude ionosphere over seismically active faults / V.M. Sorokin, A.K. Yaschenko, V.M. Chmyrev et.al // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2005. – Vol. 5. – P. 661-666.
129. Sorokin, V.M. Model for the VLF/LF radio signal anomalies formation associated with earthquakes / V.M. Sorokin, O.A. Pkhotelov // *Advances in Space Research*. – 2014. – N. 54. – P. 2532-2539.
130. Wait, J. R. Characteristics of the Earth-ionosphere waveguide for VLF radio waves / R.J. Wait, K.P. Spies // US Dept. of Commerce, National Bureau of Standards: for sale by the Supt. of Doc., US Govt. Print. Off., 1964. – P. 300.
131. Wait, J. R. *Electromagnetic Waves in Stratified Media* /R.J. – Wait IEEE Press.: Pergamon Press., 1962. – Reprinted. –1996. P. 2.1-.2.6.
132. Subionospheric VLF/LF monitoring of ionospheric perturbations for the 2004 Mid-Niigata earthquake their structure and dynamics / T. Yamauchi, S. Maekawa, T. Horie et.al // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* – 2007. – Vol. 69. – P. 793-802.