

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ СОЛНЕЧНО-ЗЕМНОЙ ФИЗИКИ
Сибирского Отделения Российской Академии Наук



На правах рукописи

Перевалова Наталья Петровна

**ИССЛЕДОВАНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ
МЕТОДОМ ТРАНСИОНОСФЕРНОГО
GPS-ЗОНДИРОВАНИЯ**

Специальность 25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

ИРКУТСК – 2014

Оглавление

	Стр.
Оглавление	2
Введение	6
Глава 1. Использование GPS и ГЛОНАСС для дистанционной диагностики ионосферы	16
1.1. Ионосферные возмущения: современные представления и методы детектирования	16
1.1.1. Классификация ионосферных возмущений	16
1.1.2. Радиофизические методы детектирования ионосферных возмущений	18
1.2. Трансионосферное зондирование с помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС)	23
1.2.1. Характеристики глобальных навигационных спутниковых систем	23
1.2.2. Шкалы времени ГНСС	27
1.2.3. Геометрия зондирования ионосферы сигналами ГНСС	32
1.2.4. Глобальная и региональные сети приемников ГНСС	36
1.2.5. Принципы расчета ПЭС по данным приемников ГНСС	39
1.2.6. Глобальные карты ПЭС (GIM)	42
Глава 2. GPS-детектор ионосферных возмущений	47
2.1. Характеристики наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для изучения ионосферных возмущений	47
2.1.1. Характеристики сети приемников GPS/ГЛОНАСС	47
2.1.2. Особенности организации мониторинга ионосферных возмущений с помощью ГНСС на территории России	53
2.1.3. Организация наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири	59
2.2. Программный комплекс GPS-детектора ионосферных возмущений	66
2.2.1. Схема обработки данных в программном комплексе GLOBDET	67
2.2.2. Детектирование возмущений ПЭС	68

2.2.3. Определение динамических характеристик ионосферных возмущений	69
2.2.4. Основные характеристики GPS-детектора ионосферных возмущений	75
2.3. Методика тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы	76
2.3.1. Модель распределения электронной концентрации	77
2.3.2. Моделирование траекторий НИСЗ	81
2.3.3. Модельный расчет ПЭС	83
2.3.4. Примеры использования моделирования	84
2.4. Методические вопросы зондирования ионосферы сигналами GPS, ГЛОНАСС	99
2.4.1. Особенности наблюдения спутников GPS, ГЛОНАСС в высоких широтах	99
2.4.2. Оценка применимости используемых приближений	104
2.4.3. О тропосферной задержке	108
2.4.4. Амплитуда суточных вариаций ПЭС	111
2.5. Выводы к главе 2	113
Глава 3. Возмущения ионосферы во время геомагнитных бурь	115
3.1. Крупномасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (КМ ПИВ) аврорального происхождения	116
3.1.1. Магнитная буря 25 сентября 1998 г.	116
3.1.2. Магнитная буря 17 апреля 2002 г.	121
3.1.3. Магнитная буря 29 октября 2003 г.	127
3.1.4. Магнитная буря 10 ноября 2004 г.	132
3.2. Динамика возмущений ПЭС в авроральной зоне после внезапного начала магнитной бури	134
3.2.1. Волновой фронт КМ ПИВ во время бурь 29.10.2003 и 11.09.2005	134
3.2.2. Движение авроральных КМ ПИВ	137
3.2.3. Моделирование движения авроральных КМ ПИВ	142
3.3. Выводы к главе 3	148
Глава 4. Ионосферные эффекты тропических циклонов (ТЦ)	150
4.1. Определение подхода к исследованию влияния тропических циклонов на верхнюю ионосферу	151
4.1.1. Обзор современного состояния исследований	152
4.1.2. Первый опыт регистрации ионосферных эффектов ТЦ с помощью GPS	

(ТЦ SAOMAI, 04-16 августа 2006 г., Тихий океан)	154
4.1.3. Особенности изучения влияния ТЦ на верхнюю ионосферу	157
4.2. Возмущения ионосферной плазмы во время ТЦ KATRINA (23-31.08.2005, Атлантический океан)	158
4.2.1. Характеристика ТЦ KATRINA и анализ геофизической обстановки	158
4.2.2. Многосуточные ряды вариаций ПЭС	162
4.2.3. Возмущения во временных вариациях ПЭС	163
4.2.4. Динамика возмущений ПЭС и приземного давления	165
4.2.5. Динамика возмущений ПЭС и вариации скорости нейтрального ветра	168
4.2.6. Оценка увеличения амплитуды колебаний ПЭС в возмущенных условиях	171
4.3. Возмущения ионосферной плазмы во время тропических циклонов RITA (18-26.09.2005) и WILMA (15-25.10.2005)	173
4.3.1. Возмущения ПЭС во время ТЦ RITA (18-26.09.2005, Атлантический океан)	173
4.3.2. Возмущения ПЭС во время ТЦ WILMA (15-25.10.2005, Атлантический океан)	177
4.3.3. Анализ влияния высотного распределения метеопараметров на интенсивность ионосферных возмущений, вызванных ТЦ KATRINA, RITA, WILMA	182
4.4. Возмущения ионосферных параметров во время крупных ТЦ в северо-западной части Тихого океана в сентябре-ноябре 2005 г.	187
4.4.1. Геофизическая обстановка и используемые данные	187
4.4.2. Вариации ПЭС в период действия ТЦ DAMREY, SAOLA, LONGWANG (сентябрь 2005 г., Тихий океан)	190
4.4.3. Вариации параметров слоя F2 в период действия ТЦ DAMREY, SAOLA, LONGWANG (сентябрь 2005 г., Тихий океан)	192
4.4.4. Вариации ионосферных параметров в октябре-ноябре 2005 г.	196
4.5. Выводы к главе 4	198
Глава 5. Отклик ионосферы на землетрясения	201
5.1. Характеристики и классификация землетрясений	203
5.2. Возмущения ПЭС во время сильных землетрясений (Mw>7.0)	206
5.2.1. Возмущения ПЭС во время землетрясения 11 марта 2011 г. в Японии	206
5.2.2. Возмущения ПЭС во время землетрясений 1999-2001 гг.	213
5.2.3. Возмущения ПЭС во время землетрясений у о. Суматра в 2012 г.	215
5.3. Возмущения ПЭС во время "умеренных" землетрясений (6.5≤Mw≤7.0)	218
5.3.1. Возмущения ПЭС во время землетрясений в Туве в 2011-2012 гг.	218
5.3.2. Возмущения ПЭС во время землетрясения 8 января 2006 г. в Греции	221

5.4. Возмущения ПЭС во время "слабых" землетрясений (Mw<6.5)	226
5.4.1. Поведение ПЭС во время Култукского землетрясения 27 августа 2008 г.	226
5.4.2. Поведение ПЭС во время землетрясений с Mw<6.5 в Байкальском регионе (1998-2011 гг.)	230
5.4.3. Поведение ПЭС во время землетрясений с Mw<6.5 в Японии	232
5.5. Анализ полученных результатов	235
5.6. Выводы к главе 5	240
 Заключение	 243
 Благодарности	 245
 Список сокращений и условных обозначений	 246
 Список литературы	 249
 Список рисунков	 272
 Список таблиц	 282
 Приложение А. Преобразования координат	 284

Введение

Актуальность и степень разработанности темы исследования

Неослабевающий уже несколько десятилетий интерес к проблеме изучения ионосферных возмущений обусловлен тем, что эти исследования являются не только серьезной научной задачей, но имеют и важные прикладные аспекты. Возмущения (неоднородности) проявляются в вариациях различных параметров среды: электронной концентрации (Ne), полного электронного содержания (ПЭС), температуры ионов и электронов (Ti , Te) и др. Ионосферные возмущения являются одной из составляющих частей комплекса космической погоды в околоземном космическом пространстве (ОКП), оказывая существенное влияние на функционирование современных технологических систем связи, навигации, локации, энергетики, космической техники. Практическое использование ОКП требует новых знаний о динамическом режиме неоднородной ионосферы. При этом необходимо учитывать глобальную протяженность ионосферы, ее регулярную и случайную изменчивость, взаимодействие с атмосферными слоями, магнитосферой, солнечным ветром.

В настоящее время достаточно хорошо исследована крупномасштабная структура ионосферы: глобальное распределение ионизации, ее суточные, сезонные и климатические вариации. В целом понятны механизмы образования ионосферы. Накоплен довольно большой материал по морфологии возмущений электронной концентрации. Хорошо исследованы эффекты влияния однородной и регулярно-неоднородной (фоновой) ионизованной среды на распространение радиоволн.

Значительно в меньшей степени изучены вопросы литосферно-атмосферно-ионосферно-магнитосферного взаимодействия. Хотя совершенно ясно, что именно процессы взаимодействия приводят к возникновению ионосферных возмущений. Серьезной проблемой остается задача определения параметров перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Требуют углубленного анализа физические механизмы образования, переноса, разрушения неоднородностей электронной концентрации. Постоянно возникают трудности с идентификацией источников возмущений в конкретных случаях. Остается актуальным вопрос о глобальном непрерывном контроле за состоянием верхней атмосферы. Очень ограничены возможности прогноза ионосферных возмущений. Решение данных задач входит в проблематику крупных современных международных программ (International Living with a Star Program, Climate and Weather of the Sun-Earth System, Lower Thermosphere Coupling Study, Magnetosphere-Ionosphere Coupling Storm/Substorm Effects Mid&Low Latitude, Global Change, CEDAR), исследования по которым координируются крупнейшими научными организациями

(SCOSTEP, COSPAR, URSI, AGU, EGU и др.). Для организации оперативной диагностики и прогноза условий в ОКП в ряде стран (Россия, США, Япония, Евросоюз, Китай) разработаны национальные программы космической погоды.

Большинство наших знаний о структуре и динамике ионосферы получены с помощью ставших уже классическими радиофизических методов зондирования (ионозонды, радары некогерентного рассеяния, регистрация сигналов космических радиоисточников и т.д.). Эти методы успешно применяются и сегодня. Однако, решение вопросов, связанных с детальной диагностикой и прогнозом ионосферных возмущений, выдвигает новые, более высокие требования, к техническим характеристикам зондирующих систем, а также к качеству получаемой информации. Согласно известным в настоящее время пространственно-временным характеристикам ионосферных возмущений, для хорошего отображения этих возмущений средства детектирования должны обладать временным разрешением не хуже 10-100 с и пространственным разрешением не хуже 10-100 км. Не менее важной является необходимость одновременных и однотипных измерений. Детектирование воздействий, представляющих наибольший интерес (например, техногенных), требует, чтобы система мониторинга работала в непрерывном режиме.

Мировой научно-технический прогресс предоставляет мощные современные технологии и средства (глобальные спутниковые радиотехнические системы, информационные системы и т.п.), открывающие широкие перспективы для научных изысканий. Исследования ионосферы подошли сейчас к такой стадии, когда возникла необходимость и появилась возможность формирования глобальной системы геофизического мониторинга. Примерами организации подобного типа систем являются метеорологическая сеть, сейсмическая служба, служба обнаружения ядерных испытаний. Прообразом глобальной системы мониторинга ионосферы может служить мировая сеть ионосферных станций вертикального зондирования. Созданная в 50-х годах прошлого столетия, она проводила согласованные измерения приблизительно в 150 точках земного шара и впервые продемонстрировала возможности системного подхода при изучении крупномасштабной структуры ионизации.

Новым мощным инструментом дистанционной диагностики ионосферы стали глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) GPS и ГЛОНАСС с созданными на их основе широко разветвленными сетями приемников (более 3000 приемников по состоянию на декабрь 2013 г.). В каждый момент времени в зоне радиовидимости приемника находится не менее 10-15 навигационных спутников GPS/ГЛОНАСС. Таким образом, тысячи лучей "приемник-спутник" одновременно просвечивают ионосферу. Чувствительность двухчастотных фазовых измерений в системах GPS, ГЛОНАСС позволяет детектировать неоднородности с амплитудой 0.01-0.001% от суточного изменения ПЭС. Регистрация

сигналов спутников на разнесенных приемниках дает возможность определять пространственные параметры неоднородностей и характеристики их движения. Таким образом, использование международной и региональных наземных сетей двухчастотных приемников навигационных систем GPS, ГЛОНАСС в практике ионосферных исследований впервые обеспечивает возможность организовать глобальный, непрерывный, полностью компьютеризированный мониторинг ионосферных возмущений с высоким временным и пространственным разрешением.

Вышеизложенные факторы определяют актуальность развития методов дистанционного зондирования ОКП, основанных на использовании навигационных систем GPS и ГЛОНАСС и проведения на их основе изучения динамики ионосферной плазмы, выполненных в диссертации. Активная разработка технологий для дистанционного зондирования ионосферы с использованием сигналов GPS начата в конце 80-х годов и ведется в нескольких направлениях: разработка технологии построения глобальных карт ПЭС (GIM); развитие методов GPS-радиотомографии ионосферы; разработка ассимиляционных моделей для оперативного прогноза параметров ионосферы; разработка методов детектирования ионосферных возмущений. Значительный вклад в решение последней проблемы внесен исследовательской группой ИСЗФ СО РАН при активном участии автора. Разработка технологий дистанционного мониторинга ионосферы с помощью сигналов GPS/ГЛОНАСС и изучение с их помощью динамики ионосферных возмущений различного происхождения составляют предмет настоящей диссертации.

Цель и основные задачи диссертационной работы

Целью работы является исследование возмущений ионосферной плазмы, обусловленных влиянием магнитосферы, нейтральной атмосферы, литосферы, на основе разработанных методов дистанционного зондирования ионосферных возмущений по данным двухчастотных приемников навигационных систем GPS, ГЛОНАСС.

В соответствии с поставленной целью решались следующие задачи:

1. Разработка научных принципов исследования ионосферных неоднородностей с использованием трансионосферных сигналов GPS, ГЛОНАСС.
2. Оценка характеристик наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы.
3. Разработка проекта региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири.

4. Разработка методов и синтез алгоритмов обработки данных многоканальных двухчастотных приемников GPS/ГЛОНАСС.

5. Разработка методов и синтез алгоритмов для получения характеристик движения перемещающихся ионосферных возмущений по данным разнесенного приема сигналов GPS/ГЛОНАСС (технологии GPS-интерферометрии).

6. Разработка методики тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы, основанной на моделировании измерений полного электронного содержания (ПЭС).

7. Изучение пространственно-временных и динамических характеристик крупномасштабных перемещающихся ионосферных возмущений (КМ ПИВ), которые образуются в период геомагнитных бурь в авроральной зоне.

8. Исследование отклика ионосферы на тропические циклоны.

9. Исследование реакции ионосферы на землетрясения различной интенсивности.

Научная новизна работы

1. Разработан проект региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири и начато ее развертывание. Впервые проведена оценка характеристик (чувствительность, пространственное и временное разрешение, объем получаемой информации, диапазон измерений) наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы.

2. Разработана специальная методика тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы, основанная на моделировании измерений ПЭС и позволяющая проверять достоверность расчетов характеристик ионосферных возмущений, а также решать задачи, связанные с анализом и интерпретацией результатов наблюдений.

3. С помощью разработанных в диссертации технологий глобального GPS-зондирования ионосферных возмущений впервые одновременно для всего долготного интервала в северном полушарии экспериментально показано, что после внезапного начала магнитной бури в авроральной зоне можно выделить два типа возмущений ПЭС: 1) квазихаотические флюктуации ПЭС внутри южной границы аврорального овала; 2) крупномасштабные волны с периодами 40-60 мин, которые генерируются на всем протяжении южной границы аврорального овала и распространяются в направлении экватора до широт 40-30°.

4. Впервые на основе моделирования показано, что на интерпретацию результатов наблюдений отклонения распространения крупномасштабных волн, вызванных магнитной бурей, от экваториального направления может влиять методика расчетов: если КМ ПИВ, возникшее на границе аврорального овала, распространяется радиально от источника, то его скорость, рассчитанная в

географической системе координат, будет иметь как меридиональную, так и зональную составляющие.

5. Для исследования влияния тропических циклонов (ТЦ) на ионосферу предложен метод сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров, построенными по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis. Показана перспективность данного метода при исследовании реакции ионосферы на тропосферные воздействия. Совместный анализ карт возмущений ПЭС и метеопараметров обеспечивает возможность идентификации ионосферных возмущений, обусловленных воздействием ТЦ.

6. По данным зондирования ионосферы сигналами GPS и ионозондов с привлечением метеорологических и геомагнитных данных исследованы вариации ионосферных параметров во время тропических циклонов, действовавших в августе-ноябре 2005 г. вблизи атлантического побережья США и в северо-западной части Тихого океана. Впервые показано, что на амплитуду ионосферного отклика на ТЦ оказывают мощность циклона, характер высотного распределения метеорологических параметров (температура, давление, скорость ветра) над зоной действия ТЦ, а также другие ТЦ, действующие в регионе.

7. Впервые выполнен сравнительный анализ отклика ионосферы на землетрясения различной интенсивности ($4.1 \leq Mw \leq 9.0$). Проведено исследование поведения ионосферы во время наиболее крупных землетрясений, зарегистрированных в Байкальском регионе в 1999-2012 гг. Установлено существование порогового значение магнитуды $Mw \approx 6.5$, ниже которого заметных волновых возмущений ПЭС в ионосфере, вызванных землетрясением, не наблюдается.

Теоретическая и практическая значимость работы

Разработанные в диссертации технологии, методы, алгоритмы могут быть найдены применение при формировании новых систем и аппаратно-программных комплексов, предназначенных для мониторинга состояния ионосферы с высоким пространственно-временным разрешением и чувствительностью. Они могут использоваться как в научных исследованиях для углубления фундаментальных знаний о физике процессов верхней атмосферы и механизмах взаимодействия в системе "литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера", так и при решении прикладных задач, в том числе для регистрации и локализации искусственных воздействий на атмосферу Земли.

Методология и методы исследования

Исследования, выполненные в диссертации, проведены на основе анализа данных дистанционного зондирования ионосферы сигналами глобальных навигационных спутниковых

систем GPS, ГЛОНАСС. Для исследований использовались методы получения информации о ПЭС в ионосфере по данным измерений двухчастотных приемников GPS, ГЛОНАСС; методы расчета параметров движения ионосферных возмущений на основе разнесенного приема сигналов GPS/ГЛОНАСС; статистические методы обработки и анализа полученных экспериментальных данных; методы моделирования измерений ПЭС.

Положения, выносимые на защиту

На защиту выносятся:

1. Результаты исследования динамики возмущений ПЭС после внезапного начала магнитной бури, позволившие выявить два типа возмущений ПЭС, возникающих в авроральной зоне, а также определить характеристики крупномасштабных волновых возмущений ПЭС, вызванных магнитной бурей.
2. Результаты исследований отклика ионосферы на тропические циклоны на основе сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров, позволившие установить, что над траекторией тропического циклона существует область неоднородностей ионосферной плазмы, которая формируется, когда циклон достигает стадии урагана, а на амплитуду ионосферного отклика на тропический циклон оказывает влияние характер высотного распределения метеорологических параметров над зоной действия циклона.
3. Результаты сравнительного анализа отклика ионосферы на землетрясения различной интенсивности, позволившие установить существование порогового значения магнитуды $Mw \approx 6.5$, ниже которого заметных волновых возмущений ПЭС в ионосфере, вызванных землетрясением, не наблюдается.
4. Результаты исследования эффектов землетрясения в Японии 11 марта 2011 г., позволившие с помощью методов GPS-интерферометрии получить карты скоростей перемещения возмущений ПЭС.
5. Разработанные принципы и методы дистанционного GPS-зондирования неоднородностей ионосферной плазмы, позволившие определить характеристики и начать создание региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири.

Степень достоверности и аprobация результатов

Достоверность результатов, полученных в диссертации, обусловлена значительной статистикой наблюдений; применением для анализа экспериментальных данных обоснованных

методов и проверкой с помощью численного моделирования; адекватностью полученных в работе результатов, а также их качественным и количественным согласием с результатами теоретических исследований, выполненных ранее другими авторами, и опубликованными экспериментальными данными.

Апробация результатов работы. Основные результаты, полученные в диссертации, докладывались и обсуждались на: международном симпозиуме URSI Beacon Satellite Symposium 1997 (BSS-97), Венгрия, 1997; Международной научно-технической конференции, Красноярск, 1997; 32-ой (Япония, 1998), 36-ой (Китай, 2006), 38-ой (Германия, 2010), 39-ой (Индия, 2012) научных ассамблеях COSPAR; Международном симпозиуме по GPS (GPS-99), Япония, 1999; XXVI-ой Генеральной ассамблее URSI, Канада, 1999; международном симпозиуме Beacon Satellite Symposium (BSS-2001), Бостон, 2001; XX-ой Всероссийской конференции по распространению радиоволн, Нижний Новгород, 2002; Байкальской научной молодежной школе по фундаментальной физике БШФФ-2002, БШФФ-2009, БШФФ-2011, БШФФ-2013, Иркутск; XIII, XIV, XV, XVIII, XIX Международных симпозиумах "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы", Томск, 2006, 2007, 2008, 2012, 2013; 30-ом и 33-ем ежегодных семинарах "Физика авроральный явлений", Апатиты, 2007, 2010; 5-ой, 6-ой, 7-ой, 8-ой, 9-ой, 10-ой Открытых Всероссийских конференциях "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" Москва, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012; Восьмой российско-китайской рабочей группе по космической погоде, Китай, 2007; Международных Симпозиумах стран СНГ по Атмосферной Радиации и Динамике МСАРД-2009, МСАРД-2011, Санкт-Петербург; Всероссийской конференции "Солнечно-земная физика", посвященной 50-летию создания ИСЗФ СО РАН, Иркутск, 2010; семинарах ИСЗФ СО РАН.

Реализация результатов работы. Разработанные технологии глобального дистанционного мониторинга ионосферных возмущений на основе данных навигационной системы GPS использованы при выполнении ряда работ в соответствии с планами госбюджетных научно-исследовательских тем, проводимых в ИСЗФ СО РАН в течение 1997–2013 гг. Результаты проведенных исследований представлены в отчетах по научно-исследовательским госбюджетным темам. Некоторые результаты включены в перечень важнейших научных достижений, полученных по этим темам. Результаты диссертационной работы использовались при выполнении проектов (грантов) РФФИ и гранта государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации № НШ-272.2003.5. Программный комплекс GLOBDET внедрен в ИКФИА СО РАН (Якутск), ИКИР ДВО РАН (Паратунка), ИЗМИРАН (МОСКВА). С помощью технологий GPS-зондирования и GPS-интерферометрии проведены исследования, результаты которых вошли в кандидатские диссертации сотрудников

ИСЗФ СО РАН, ИВВАИУ МО, ИКИР ДВО РАН (Паламарчука К.С., Леонович Л.А., Лесюты О.С., Астафьевой Э.И., Войкова С.В., Ишина А.Б., Плотникова А.В., Живетьева И.В.).

Личный вклад автора. Все результаты, вошедшие в диссертацию, получены лично автором, либо при его непосредственном участии. Автор принимала активное участие в постановке задачи и разработке научных принципов исследования ионосферных неоднородностей с использованием трансионосферных сигналов GPS, ГЛОНАСС. Выполнила оценку характеристик наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы. Руководила разработкой проекта региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири. Выполнила разработку большого количества алгоритмов и программ, связанных с численной обработкой результатов GPS-измерений. Разработала специальную методику тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы, основанную на моделировании измерений полного электронного содержания и принимала активное участие в проверке достоверности расчетов характеристик ионосферных возмущений. Провела серию исследований по изучению характеристик крупномасштабных ионосферных возмущений, генерируемых геомагнитными бурями. Разработала методику сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров и провела на ее основе изучение реакции ионосферы на ряд мощных тропических циклонов. Выполнила сравнительный анализ отклика ионосферы на землетрясения различной интенсивности, в том числе, на наиболее крупные землетрясения, зарегистрированные в Байкальском регионе в 1999-2012 гг. Выполнила обобщение работ по дистанционному мониторингу ионосферных возмущений в монографии: Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН. 2006. 480 с.

Кроме того, автор принимала непосредственное участие в постановке задач, создании и проведении нескольких циклов измерений в 1997-2000 гг. на иркутском GPS-интерферометре, послужившем прообразом глобального GPS-детектора ионосферных возмущений; в проведении серии исследований по изучению реакции ионосферы на солнечные затмения, взрывы, запуски космических аппаратов; в выполнении координированных исследований ИСФЗФ СО РАН, ИЗК СО РАН, ИФМ СО РАН в рамках междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН "Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне" (2009-2011 гг.) и "Литосферно-ионосферные взаимодействия в Байкальской рифтовой системе" (2012-2014 гг.).

Публикации. Материалы диссертации опубликованы в 95 печатных работах в отечественных и зарубежных изданиях (в том числе: 13 – в российских рецензируемых научных журналах, рекомендованных ВАК для публикации результатов докторских диссертаций; 16 – в

журналах, входящих в базы данных международных систем цитирования и рекомендованных ВАК для публикации результатов докторских диссертаций; 3 – в монографиях; 63 – в прочих научных изданиях).

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, приложения и списка цитируемой литературы. Она содержит 286 страниц текста, 89 рисунков, 29 таблиц и список цитируемой литературы из 243 наименований.

Во **введении** представлена общая характеристика диссертации. Обоснована актуальность рассматриваемого круга задач; изложены цели работы, научная и практическая значимость выполненных исследований; сформулированы основные положения, выносимые на защиту. Приведено краткое содержание работы.

Глава 1 содержит обзор полученных к настоящему времени сведений об ионосферных возмущениях, классических методов их детектирования, а также описание технологий дистанционной диагностики ионосферы, основанных на использовании глобальных навигационных спутниковых систем GPS и ГЛОНАСС.

Глава 2 посвящена разработкам в области GPS-зондирования ионосферы, выполненным в диссертации. В главе проведена оценка характеристик наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы; разработан проект региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири. Представлено описание аппаратно-программного комплекса GLOBDET, созданного для детектирования ионосферных возмущений и определения их параметров на основе обработки данных двухчастотных приемников ГНСС. Глава содержит также описание разработанной автором методики тестирования алгоритмов GPS-зондирования на основе моделирования. Создана модель, которая обеспечивает расчет пространственно-временного распределения концентрации электронов в ионосфере, вычисление ПЭС вдоль лучей "приемник-спутник" с использованием координат пунктов приема и навигационных спутников, возможность зашумления ПЭС, имитирующего помехи различного рода, выполнение оценки ракурсных условий. Модель позволяет задавать возмущения электронной концентрации в виде изолированной неоднородности, дискретной суперпозиции плоских бегущих волн, перемещающихся волновых пакетов. Приведены примеры использования модели для изучения влияния ракурсного эффекта на амплитуду возмущений ПЭС, исследования возможности регистрации отклика ПЭС на старты космических аппаратов с помощью навигационной системы "Transit", тестирования метода SADM-GPS, оценки коэффициента пропорциональности между относительными амплитудами вариаций ПЭС и возмущений электронной концентрации. В главе решен также ряд методических вопросов зондирования ионосферы сигналами GPS, ГЛОНАСС.

Глава 3 посвящена обсуждению результатов исследования параметров КМ ПИВ, полученных с помощью системы GLOBDET во время сильных геомагнитных бурь 1998-2004 гг. Представлены также результаты комплексных (с использованием приемников GPS, ионозондов, радаров некогерентного рассеяния) экспериментов по регистрации ионосферных эффектов магнитных бурь.

Глава 4 содержит описание результатов исследований отклика ионосферы на тропические циклоны по данным зондирования сигналами глобальной навигационной спутниковой системы GPS и данным вертикального зондирования. Предложена методика сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров, построенными по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis. По данным зондирования ионосферы сигналами GPS и ионозондов с привлечением метеорологических и геомагнитных данных исследованы вариации ионосферных параметров во время тропических циклонов, действовавших в августе-ноябре 2005 г. вблизи атлантического побережья США и в северо-западной части Тихого океана. Установлено, что над траекторией циклона на высотах ионосферы существует область неоднородностей ионосферной плазмы. Область формируется, когда циклон достигает стадии урагана, имеет горизонтальную протяженность около 2000 км и перемещается вслед за движением циклона. На амплитуду ионосферных возмущений, вызванных тропическим циклоном, оказывают влияние мощность циклона, характер распределения метеорологических параметров (температура, давление, скорость ветра) над зоной действия циклона, другие циклоны, действующие в регионе.

Глава 5 посвящена исследованиям откликов ионосферы на землетрясения различной интенсивности. Проведены исследования поведения ионосферы во время 24 землетрясений с магнитудами $4.1 \leq M_w \leq 9.0$, наблюдавшихся в различных регионах земного шара в период 1999-2012 гг. Обобщение полученных результатов и опыта других исследователей позволило сделать заключение, что существует пороговое значение магнитуды, ниже которого заметных волновых возмущений ПЭС, вызванных землетрясением, не наблюдается. Величина порогового значения лежит вблизи значения 6.5. При малых магнитудах сейсмической энергии, очевидно, недостаточно для возбуждения волн в нейтральной атмосфере, способных вызвать возмущения ПЭС в ионосфере, различимые на уровне фоновых флуктуаций. Приведены результаты изучения параметров ионосферных возмущений после мощных землетрясений в Японии (11.03.2011), Турции (17.08.1999 и 12.11.1999), у о. Суматра (04.06.2000), вблизи побережья Сальвадора (13.01.2001), а также результаты исследования поведения ионосферы во время наиболее крупных землетрясений в Байкальском регионе периода 1999-2012 гг.

В **Заключении** сформулированы основные результаты, полученные в диссертационной работе.

В **Приложении** приведены преобразования координат, используемых в практике GPS-измерений.

Глава 1. Использование GPS и ГЛОНАСС для дистанционной диагностики ионосферы

1.1. Ионосферные возмущения: современные представления и методы детектирования

Более чем полувековой опыт исследования ионосферы позволил сформировать представление о крупномасштабной структуре и морфологии ионизированной части верхней атмосферы Земли. К характерным чертам ионосферы относятся изменчивость и неоднородность. Возмущения (неоднородности) регистрируются в поведении различных параметров ионосферной плазмы: концентрации электронов (Ne), температуры ионов и электронов (Ti , Te), полного электронного содержания (ПЭС). К настоящему времени выявлены основные типы возмущений ионосферной плазмы, определены их характеристики, установлены главные зоны локализации [1-4].

1.1.1. Классификация ионосферных возмущений

Классификация ионосферных неоднородностей производится по их пространственно-временным масштабам, скорости перемещения, величине изменения концентрации электронов. Пространственные и временные масштабы возмущений ионосферной плазмы определяются непосредственно параметрами источника этих возмущений [4-6]. К основным типам ионосферных возмущений относят крупномасштабные, среднемасштабные, мелкомасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (КМ ПИВ, СМ ПИВ, ММ ПИВ, соответственно), ионосферные неоднородности промежуточного масштаба (ПМ ИН), ударно-акустические волны (УАВ), внезапные ионосферные возмущения (ВИВ). В Таблице 1.1 приведены характеристики указанных типов возмущений: временной масштаб (T), горизонтальный пространственный масштаб (L), относительное изменение электронной концентрации ($\Delta Ne/Ne$), изменение ПЭС (ΔI).

Крупномасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (КМ ПИВ) генерируются в результате мощных магнитных бурь в авроральных зонах в северном и южном полушариях. Авроральные КМ ПИВ перемещаются в сторону экватора со скоростями 300-1000 м/с. К крупномасштабным возмущениям относятся также магнитоориентированные

неоднородности (плазменные пузыри "bubbles" и плазменные капли "blobs"), наблюдаемые вблизи экватора.

Таблица 1.1 – Параметры основных типов ионосферных возмущений

Тип ИВ	Т, мин	L, км	ΔNe/Ne, %	ΔI, TECU
КМ ПИВ	около 60	600-1200	60-80	1-5
СМ ПИВ	20-60	50-600	5-30	0.2-2
ПМ ИН	1-10	1-50	1-20	0.2-2
ММ ПИВ	1-10	0.1-1	1-5	-
УАВ	2-10	200-600	-	0.05-0.6
ВИВ	10-15	одновременно на всей освещенной стороне Земли	1000 (область D) 50-200 (область E) 10-30 (область F)	0.1-0.5

Среднемасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (СМ ПИВ) - наиболее распространенный и многообразный тип ионосферных возмущений, источниками которых могут быть самые различные факторы: метеорологические явления, солнечный терминатор, землетрясения и т.д. СМ ПИВ могут перемещаться в различных направлениях, имеют периоды 20-60 мин и длины волн 50-600 км. Со среднемасштабными ПИВ связаны рефракционные искажения радиосигналов.

Ионосферные неоднородности промежуточного масштаба (ПМ ИН) и мелкомасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (ММ ПИВ) достаточно близки и обычно ассоциируются с погодными явлениями. ПМ ИН вызывают F-рассеяние; ММ ПИВ - искажения радиоимпульсов, замирания амплитуды радиосигналов (амплитудные мерцания). Мерцания приводят к деградации радиосигналов (уменьшению отношения сигнал/шум), вызывающей сбои и снижение точности позиционирования в спутниковых радионавигационных системах.

Ударные акустические волны (УАВ) генерируются при землетрясениях, вулканических извержениях, промышленных взрывах, запусках космических аппаратов. Эти возмущения могут служить индикатором природных и техногенных катализмов.

Внезапные ионосферные возмущения (ВИВ) представляют собой быстрые значительные увеличения электронной концентрации в ионосфере, обусловленные вспышками на Солнце. Такие изменения Ne различны для разных высот, чаще всего имеют импульсный характер и наблюдаются одновременно на всей освещенной стороне Земли. ВИВ вызывают замирание коротких радиоволн, внезапные фазовые аномалии и внезапные девиации частоты, серьезно влияя на качество радиосвязи.

Исследование всех типов возмущений представляет большой интерес как для углубления фундаментальных знаний о физике околоземного космического пространства (ОКП), так и в прикладных целях для оперативной диагностики и прогноза условий космической погоды.

1.1.2. Радиофизические методы детектирования ионосферных возмущений

Радиофизические методы зондирования играют одну из ведущих ролей в исследованиях ионосферы и ионосферных неоднородностей.

Вертикальное и наклонное зондирование. Старейшим и одним из основных методов исследования структуры и динамики ионосферы является метод вертикального зондирования (ВЗ) с помощью ионозонда, расположенного на поверхности Земли [1, 2, 6]. С 50-х годов прошлого столетия функционирует мировая сеть ионосферных станций ВЗ, насчитывающая в настоящее время около 130 ионозондов. Анализ ионограмм разнесенных в пространстве ионосферных станций позволяет получить информацию о направлении и скорости перемещения крупномасштабных ионосферных возмущений. Недостатками метода являются низкое пространственно-временное разрешение и низкая чувствительность ($\Delta Ne / Ne \geq 10\%$). Низкая чувствительность ионозондовых измерений явилась причиной того, что волновые возмущения в ионосфере долгое время считались спорадическим явлением, источниками которого могли быть геомагнитные бури, землетрясения, солнечные затмения и т.п. Лишь к началу 80-х гг. были получены убедительные доказательства того, что волновые процессы в верхней атмосфере Земли представляют собой вполне регулярный феномен, играющий фундаментальную роль в динамике атмосферы [4, 5, 7].

Модификациями метода ВЗ являются наклонное (НЗ), возвратно-наклонное (ВНЗ) и внешнее (ВнЗ) зондирование [2, 6]. При наклонном зондировании передающая и приемные части ионозонда пространственно разнесены. Схема возвратно-наклонного зондирования основана на регистрации радиосигнала, рассеянного назад на неоднородностях ионосферной плазмы. Данные ВНЗ позволяют получить информацию о горизонтальном распределении плотности электронов на высоте максимума ионизации, а также о размере и скорости движения ионосферных неоднородностей. Реализация ВНЗ, однако, наталкивается на очень большие технические трудности. Внешнее зондирование осуществляется с помощью ионозондов, расположенных на борту ИСЗ. К достоинствам метода ВнЗ относятся возможность наблюдать явления, недоступные наземным ионозондам и охват большого пространства за относительно короткий интервал времени.

Мировая сеть ионосферных станций ВЗ в комплексе с методами НЗ, ВНЗ и ВнЗ впервые продемонстрировала возможности системного подхода при изучении глобального распределения ионизации. Сеть ионозондов не может обеспечить высокого пространственного и временного разрешения, необходимого для получения детальных динамических характеристик ионосферных неоднородностей, обладает малой чувствительностью к слабым возмущениям Ne , однако

согласованные регулярные долговременные измерения позволили получить общую картину распределения ионосферных неоднородностей и описать их морфологию.

Измерения доплеровского сдвига частоты (ДСЧ). С 70-х годов прошлого столетия доплеровский метод является, вероятно, одним из наиболее распространенных методов детектирования возмущений в ионосфере различной природы (фоновые ПИВ, возмущения, генерируемые землетрясениями, грозами, торнадо и другими метеорологическими явлениями, солнечными затмениями, запусками космических аппаратов, взрывами и т.д.). Данный метод позволяет регистрировать достаточно слабые ПИВ (доли процента $\Delta N_e / N_e$). Кроме того метод измерений ДСЧ дает возможность рассчитать вертикальную компоненту фазовой скорости ПИВ. По результатам анализа доплеровских измерений при НЗ в [8] предложена общепринятая в настоящее время классификация ПИВ.

Метод некогерентного рассеяния (НР) радиоволн основан на измерении слабого сигнала, рассеянного на свободных электронах в ионосфере (некогерентное, томсоновское рассеяние) при излучении с Земли импульса радиоволн на фиксированной частоте [2, 4]. Метод НР является наиболее информативным в исследованиях верхней атмосферы: с помощью данного метода возможно одновременное определение целого набора наиболее важных параметров ионосферы и ионосферных неоднородностей в широком диапазоне высот от 70 до 1000 км. С помощью этого метода получена наиболее надежная информация о вертикальных движениях неоднородностей и величине $\Delta N_e / N_e$ в них, показано, что волнообразные вариации N_e являются вполне регулярным явлением. Однако радары НР являются дорогостоящими, сложными, громоздкими установками, и в настоящее время в мире имеется лишь 9 обсерваторий, оснащенных инструментами такого типа. Все радары НР работают в "скважном" режиме, проводя серии измерений во время различных геофизических программ, не обеспечивая длительных непрерывных рядов наблюдений. Чувствительность метода обычно не превышает 1%.

Трансионосферное зондирование основано на просвечивании атмосферы сигналами высокой частоты. Атмосфера Земли прозрачна в двух основных частотных диапазонах. "Оптическое окно" охватывает диапазон видимого и инфракрасного излучения (1-1000 ТГц); оптические измерения применяются для изучения свойств нейтральной атмосферы. "Радиоокно" соответствует диапазону от критической частоты слоя F2 ионосферы (5-12 МГц) до частот сильного поглощения аэрозолями и атмосферными газами (~20 ГГц); радиопросвечивание дает информацию о состоянии ионизированной компоненты атмосферы. В качестве источников волн используются как естественные источники космического радиоизлучения (риометрические измерения, регистрация сигналов точечных космических радиоисточников), так и радиопередатчики, помещенные на ИСЗ (геостационарных, низкоорбитальных, высокоорбитальных).

С помощью риометрических измерений поглощения радиоизлучения звезд и других космических объектов получают информацию о нижней ионосфере (область D). Однако данный метод относительно нечувствителен к малым возмущениям в ионосфере. Поэтому он используется, главным образом для изучения мощных воздействий на ионосферу: солнечных вспышек в рентгеновском диапазоне, ионосферных бурь аврорального типа, высыпаний энергичных частиц в полярной шапке [2, 6].

Наблюдения сигналов точечных космических радиоисточников (локализованные радиоисточники на Солнце, радиозвезды, радиогалактики и т.д.) проводятся с помощью антенн, разнесенных на поверхности Земли, как правило, в астрономических обсерваториях на мощных радиотелескопах. По изменениям разности фаз, углов прихода радиоволн, интенсивности принимаемого излучения и по движению фазовой интерференционной картины оценивается горизонтальный размер, относительная величина $\Delta N_e/N_e$, направление и величина горизонтальной скорости перемещения возмущений ПЭС [9, 10, 11]. Отметим, что методы, предложенные К. Мерсье в 1986 г. [10] для статистического анализа фазовой интерференционной картины сигналов дискретных космических радиоисточников, оказались очень плодотворными, были развиты, дополнены и легли в основу обработки сигналов низкоорбитальных ИСЗ, а затем и спутниковых радионавигационных систем (СНРС) [12, 13].

Регистрация размещенными на поверхности Земли приемниками высокочастотных радиосигналов, излучаемых со спутников, дает возможность рассчитать ПЭС вдоль луча "приемник-спутник". Различают три вида экспериментов: измерения параметров сигнала геостационарного спутника, низкоорбитального ИСЗ и высокоорбитального ИСЗ.

При регистрации сигналов геостационарных и низкоорбитальных спутников, может измеряться угол поворота плоскости поляризации волны, обусловленный фарадеевским вращением [14, 15], доплеровский сдвиг частоты [12, 16], вариации фазы принятого радиосигнала [17, 18]. Рабочий диапазон частот составляет 100-400 МГц. Поскольку геостационарный ИСЗ практически не перемещается относительно приемного пункта, использование сигналов геостационарных спутников позволяет исследовать временные вариации ПЭС [14, 16, 12, 17, 18]. При измерениях, как правило, применяется схема разнесенного приема, а восстановление характеристик ионосферных неоднородностей осуществляется с помощью алгоритмов радиоинтерферометрии. Изучение неоднородностей ионосферной плазмы по данным геостационарных ИСЗ применяется довольно широко. С помощью данного метода получен большой объем информации, в частности, о параметрах крупномасштабных неоднородностей. В значительной степени это связано с возможностью проводить продолжительные и систематические исследования временной и пространственной

структуры возмущений. Серьезным недостатком данного метода, является слишком малое количество спутников.

Скорость движения низкоорбитального спутника относительно расположенного на Земле приемника составляет около 6 км/с. Измерения, использующие сигналы низкоорбитальных ИСЗ, дают возможность определять интенсивность возмущений электронной концентрации, а также горизонтальные размеры ионосферных неоднородностей [19]. Кроме того, метод позволяет получить мгновенную картину пространственного распределения ионосферных неоднородностей вдоль траектории движения спутника. В связи с этим получили развитие работы по ионосферной радиотомографии (РТ). Первый успешный алгоритм РТ-восстановления двумерного распределения электронной концентрации по данным измерений ПЭС был реализован в 1986 г. [20]. А в 1990 г. сотрудники МГУ и Полярного геофизического института получили первые экспериментальные радиотомографические изображения ионосферы [21]. В настоящее время методы ионосферной РТ используют когерентные сигналы (рабочие частоты 150 и 400 МГц) низкоорбитальных спутников СРНС "Цикада" ("Парус") и ННСС ("Транзит"). Такие ИСЗ имеют почти круговые полярные орбиты (высота орбит 1000-1100 км) и периоды обращения около 105 мин. Для регистрации создаются меридиональные цепочки приемников, расположенных вдоль траектории движения спутника; расстояние между приемниками варьируется от 50 до 500 км [22]. В результате получают высотно-широтные сечения распределения концентрации электронов в ионосфере. Малое количество низкоорбитальных ИСЗ и приемных трасс, эпизодичность измерений, пока ограничивают возможности радиотомографии в изучении ионосферных возмущений. Тем не менее РТ является сегодня активно развивающимся направлением и в перспективе может стать одним из основных средств непрерывного глобального мониторинга околоземного космического пространства. Дальнейшее развитие метода ионосферной радиотомографии, по-видимому, будет связано с использованием глобальных навигационных спутниковых систем (GPS, ГЛОНАСС, Galileo) [22, 23].

Новые возможности для трансионосферного зондирования обеспечило развитие высокоорбитальных глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) второго поколения (в первую очередь – GPS) и создание на их основе широко разветвленной сети наземных приемников. С 90-х годов активно ведется разработка технологий дистанционной диагностики ионосферы с помощью навигационной системы GPS. Можно выделить несколько направлений использования GPS в ионосферных исследованиях. Новым средством для диагностики и мониторинга крупномасштабных ионосферных структур стали глобальные карты абсолютного вертикального ПЭС (Global Ionospheric Maps, GIM) [24-26]. Карты доступны в сети Интернет в специальном формате IONEX. С помощью технологии GIM получена новая информация о

развитии экваториальной аномалии ионизации, а также об эволюции КМ ПИВ в глобальном масштабе. В тоже время, низкое временное разрешение (большинство данных, представленных в Интернет, имеет разрешение 2 ч) и использование интерполяции ограничивают возможности технологии GIM при детектировании средне- и мелкомасштабных ионосферных возмущений, особенно в регионах с низкой плотностью станций GPS.

Другое интересное направление – развитие методов радиотомографии ионосферы, основанных на GPS-сигналах. При использовании большого количества зондирующих лучей значительно повышается разрешение и точность построения сечений электронной концентрации. Развивается обычная GPS-томография, использующая приемники, расположенные на поверхности Земли, а также вариант, использующий GPS-приемники, размещенные на низкоорбитальных спутниках [27]. Для получения высотного профиля коэффициента преломления разрабатываются радиозатменные методы [28, 29], которые также используют приемники, расположенные на поверхности Земли и на низкоорбитальных ИСЗ. Из профиля коэффициента преломления могут быть получены высотные распределения давления, плотности, температуры в нейтральной атмосфере.

Одним из важных направлений является разработка ассимиляционных моделей, предназначенных для оперативного прогноза ионосферных параметров. Примером может служить модель GAIM (Global Assimilation of Ionospheric Measurements) [30]. В ассимиляционных моделях для корректировки теоретических распределений концентрации электронов используются доступные экспериментальные данные: данные ионозондов и радаров НР, ракетные измерения, данные спутникового зондирования и т.д. Применение экспериментальных данных повышает точность прогнозирования. Чем больше имеется экспериментальных данных в различных точках, тем выше пространственное разрешение модели, тем более тонкие структуры в распределении Ne она может отобразить. Поэтому данные о ПЭС, полученные с помощью большого числа приемников GPS, приобретают все более важное значение для оперативных моделей.

Активно развивается в настоящее время и использование данных GPS для исследования неоднородностей ионизации различных масштабов в ионосфере. Первые работы в этом направлении появились в середине 90-х годов [31-32]. В ИСЗФ СО РАН исследования ионосферных возмущений с помощью сигналов GPS были начаты в 1997 г. [33-35]. Под руководством профессора Э.Л. Афраймовича и при активном участии автора в ИСЗФ СО РАН создан уникальный аппаратно-программный комплекс регистрации ионосферных возмущений на основе двухчастотных фазовых измерений вариаций ПЭС, выполненных с помощью приемников GPS. Аналогов комплекса в мировой практике не существует до сих пор. За 15 лет исследовательской группой ИСЗФ СО РАН выполнен большой объем исследований

возмущений ионосферной плазмы, вызванных магнитными бурями, солнечными вспышками, солнечными затмениями, солнечным терминатором, землетрясениями, тропическими циклонами, запусками космических аппаратов. Проведены работы по тестированию трансионосферного радиоканала и надежности функционирования системы GPS в различных условиях. Полученные результаты были обобщены в монографиях [13, 36] и вошли в Энциклопедию низкотемпературной плазмы [37]. Как продолжение работ, инициированных профессором Э.Л. Афраймовичем, в 2011-2012 гг. в ИСЗФ СО РАН под руководством автора разработан проект и начато развертывание сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири.

1.2. Трансионосферное зондирование с помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС)

1.2.1. Характеристики глобальных навигационных спутниковых систем

Глобальные навигационные спутниковые системы. В настоящее время в мире функционируют две глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) второго поколения: GPS (США) и ГЛОНАСС (Россия). На различных этапах развертывания находятся еще две системы глобального позиционирования – европейская Galileo и китайская BeiDou-2 (европейское название Compass), а также две региональных системы спутниковой навигации – Индийская IRNSS и Японская QZSS. Полностью введена в строй GPS: по состоянию на январь 2014 г. на орбите работали 32 спутника GPS (URL: www.glonass-ianc.rsa.ru). Созвездие спутников ГЛОНАСС насчитывает в настоящее время 28 спутников (URL: www.glonass-ianc.rsa.ru). Система Galileo разрабатывается Европейским агентством ГНСС (URL: www.gsa.europa.eu). Ожидается, что первые виды услуг системы Galileo в демонстрационных целях будут предоставлены в середине 2014 г. Для тестовых испытаний в 2011-2012 гг. на орбиту выведено 4 опытных спутника системы Galileo. Полное развертывание китайской ГНСС BeiDou/Compass планируется к 2020 гг. (URL: <http://en.beidou.gov.cn>) Спутниковая группировка этой системы будет насчитывать 35 навигационных спутников (5 геостационарных и 30 негеостационарных). Индийская система IRNSS обеспечит региональную навигацию при помощи 7 спутников, выведенных на геосинхронные орбиты. Японская региональная спутниковая система QZSS будет включать группировку из 3 спутников, расширяющих возможности GPS для мобильных устройств, обеспечивая более точное позиционирование и передачу данных в Азиатско-тихоокеанском регионе (от Японии до Австралии).

В отличие от навигационных систем первого поколения (Transit/NNSS в США, Цикада/Парус в СССР) ГНСС второго поколения (Таблица 1.2) используют высокоорбитальные навигационные ИСЗ (НИСЗ), что гарантирует непрерывную радиовидимость в любой точке на земной поверхности одновременно, как минимум, четырех НИСЗ и обеспечивает потребителю возможность в любой момент времени определять три пространственные координаты, точное время и составляющие вектора скорости. Сходство решаемых задач и технических возможностей определяют близость основных параметров ГНСС, относящихся к одному поколению, но разработанных в разных странах. Высота орбит НИСЗ второго поколения – около 20000 км. Минимально необходимое количество НИСЗ составляет 18, однако его увеличивают до 24 с целью повышения точности определения координат и скорости [38-40]. В состав ГНСС входят три основные подсистемы: подсистема НИСЗ (космический сегмент); наземный комплекс контроля и управления (сегмент управления); аппаратура потребителей (сегмент потребителей).

Общие сведения о GPS. Космический сегмент GPS состоит из 24 НИСЗ, которые размещены на 6 круговых орбитах [38]. Орбиты, имеют высоту примерно 20200 км, наклонение 55° и разнесены по долготе на 60° . Период обращения НИСЗ GPS – около 12 ч.

Передатчики НИСЗ GPS ведут непрерывное излучение на двух рабочих частотах: $f_1 = 1575.42$ МГц и $f_2 = 1227.60$ МГц [38]. С помощью фазовой манипуляции сигналы кодируются псевдослучайными цифровыми последовательностями, которые обеспечивают возможность дальномерных измерений по каждому из навигационных спутников. Частота f_1 модулируется кодом свободного доступа (С/А-код), защищенным кодом (Р-кодом) и кодом навигационного сообщения. Частота f_2 модулируется защищенным Р-кодом и кодом навигационного сообщения. Навигационное сообщение содержит служебную информацию. Все используемые коды представляют собой последовательности битов, называемых также импульсами или чипами. С/А-код имеет частоту следования импульсов 1.023 МГц (что соответствует длине импульса ~ 300 м) и повторяется через 1 миллисекунду [38]. Р-код имеет частоту 10.23 МГц (длина импульса ~ 30 м) и повторяется через примерно через 266 дней [38]. Общая длина кода разделена на 37 уникальных сегментов длительностью по 7 суток. Каждый НИСЗ GPS использует один, закрепленный за ним, сегмент Р-кода. Это дает возможность всем спутникам GPS использовать общие рабочие частоты. Используемый сегмент Р-кода служит индивидуальным номером (PRN-номер, сокращение от "pseudorandom noise") спутника GPS: PRN1, PRN12 и т.д. Навигационное сообщение имеет частоту 50 Гц и передается каждые 30 с. Оно содержит данные об эфемеридах НИСЗ, метки времени, частотно-временные поправки, параметры модели ионосферы, информацию о работоспособности аппаратуры НИСЗ и др.

Таблица 1.2 – Сравнительные характеристики ГНСС

	ГНСС 1-го поколения		ГНСС 2-го поколения	
	Transit (NNSS)	Цикада (Парус)	GPS (NAVSTAR)	ГЛОНАСС
Страна	США	СССР	США	СССР/Россия
Официальное завершение развертывания	1964	1979	1993	1995
Высота орбит НИСЗ, км	900-1000	1000	20200	19100
Наклонение орбит НИСЗ	86-90°	83°	55°	64.8°
Периоды обращения НИСЗ	100-106 мин	105 мин	12 ч	11.25 ч
Число НИСЗ (номинальное)	7	4-6	24	24
Число орбит	7	4-6	6	3
Рабочие частоты, МГц	$f_1=150$ $f_2=400$	$f_1=150$ $f_2=400$	$f_1=1575.42$ $f_2=1227.60$	$f_1=1603$ $f_2=1247$
Число НИСЗ в зоне видимости приемника	1	1	4-12	4-12
Перерыв между навигационными сеансами, мин	30-120	30-120	0	0
Измеряемые параметры	ДСЧ	ДСЧ	время задержки сигнала; сдвиг фазы несущей частоты; ДСЧ	
Определяемые величины	две горизонтальные координаты		три координаты; точное время; скорость	
Точность определения координат, м: на двух частотах на одной частоте	25 500	80-100	1-5 25-30	1-5 15-25

Общие сведения о ГЛОНАСС. Космический сегмент ГЛОНАСС состоит из 24 НИСЗ, размещенных на трех почти круговых орбитах, высота которых составляет ~19100 км. Орбитальные плоскости имеют наклонение 64.8° и разнесены по долготе на 120°. Период обращения НИСЗ ГЛОНАСС составляет 11.25 ч.

В отличие от GPS в российской системе ГЛОНАСС применяется частотное разделение навигационных сигналов спутников [39, 40]. Каждый спутник передает навигационные радиосигналы на собственных частотах диапазонов L1 (1602+ $k \cdot 9/16$ МГц, где k – номер частотного канала) и L2 (1246+ $k \cdot 7/16$ МГц). Спутники, находящиеся в противоположных точках орбитальной плоскости (антиподные спутники), могут работать на одинаковых частотах. НИСЗ ГЛОНАСС передают два типа навигационных сигналов [39, 40]: стандартной и высокой точности. Сигнал стандартной точности (тактовая частота 0.511 МГц) может использоваться гражданскими потребителями (как отечественными, так и зарубежными). Сигнал высокой точности (тактовая частота 5.11 МГц) модулируется специальным кодом и не рекомендован к использованию без согласования с Министерством обороны РФ [39, 40].

Приемники сигналов ГНСС. В последние 4-5 лет на мировом рынке оборудования для спутникового позиционирования появилось новое поколение приемников. Такие приемники могут принимать все сигналы как уже существующих (GPS, ГЛОНАСС), так и развивающихся (Galileo, Compass) ГНСС. В связи с этим вошел в обиход новый термин: "приемник ГНСС".

ГНСС-приемник выбирает рабочее созвездие НИСЗ, производит обработку измеряемых радионавигационных параметров, выполняет расчет координат.

К наиболее важным характеристиками ГНСС-приемника относятся: количество используемых частот (одна или две рабочих частоты ГНСС), кодовый или фазовый способ измерения псевдодальности, количество одновременно наблюдаемых спутников ГНСС (т.е. количество каналов). Для расчета координат используются измерения четырех (или более) псевдодальностей D' между приемником и видимыми НИСЗ. D' , в отличие от действительного расстояния D между приемником и спутником, содержит ошибки измерений. D' может рассчитываться по времени распространения сигнала (по коду C/A или P, кодовые измерения), или по набегу фазы радиоволны (фазовые измерения). Расчетная точность определения псевдодальности D' по кодовым измерениям традиционно составляет $\sim 1\%$ от длины импульса кода. Это означает, что точность определения D' по P- и C/A-коду составляет 0.3 м и 3 м, соответственно [38]. Набег фазы несущей частоты может быть измерен с точностью до 0.01 цикла, что дает точность измерения псевдодальности около 1-2 мм [38]. Таким образом, для фазовых измерений точность определения D' существенно выше, чем для кодовых.

Погрешность измерений. На точность измерений псевдодальности и определения координат влияют ряд факторов, перечисленных в Таблице 1.3 [38, 41].

Таблица 1.3 – Составляющие погрешности навигационных определений

Источник погрешности	Вносимая погрешность
Геометрическое расположение НИСЗ	PDOP
Неточности расчетов орбит НИСЗ и времени	0.5-3 м
Случайные отклонения орбит и часов	0.5-3 м
Шумы приемника	1.5-3 м
Задержка сигнала в ионосфере	2-10 м
Задержка сигнала в тропосфере	1-2 м
Многолучевость распространения (в результате отражений от объектов вблизи приемника)	1-5 м
Меры по искусственно снижению точности	до 30 м
Прочие источники	1 м

Наиболее важным обстоятельством для получения хорошей точности местоопределения является геометрия рабочего созвездия НИСЗ. Для характеристики взаимного расположения спутников и приемника вводится коэффициент геометрического ухудшения точности PDOP (Position Dilution of Precision), на который умножают все другие ошибки. Величина коэффициента PDOP обратно пропорциональна объему фигуры, образованной пересечением лучей "приемник-НИСЗ" со сферой единичного радиуса, центр которой совмещен с приемником. Большое значение PDOP свидетельствует о неудачном расположении НИСЗ и

большой величине ошибки. Благоприятной считается геометрия, когда $PDOP \leq 3$. Вторым по значимости фактором, снижающим точность навигационных GPS-измерений, является, как это видно из Таблицы 1.3, задержка радиосигнала в ионосфере. Величина ионосферной задержки пропорциональна ПЭС в верхней атмосфере. Благодаря этому, возможно использование ГНСС для исследования ионосферы.

1.2.2. Шкалы времени ГНСС

Определение координат в ГНСС основано на точном измерении времени распространения сигнала между навигационным спутником и приемником. Для проведения навигационных измерений часы всех подсистем ГНСС должны быть синхронизированы с высокой точностью. С этой целью в сегменте управления с помощью высокостабильных (водородных) стандартов частоты формируется и поддерживается системная шкала времени ГНСС. Временные шкалы НИСЗ поддерживаются бортовыми (как правило, цезиевыми) стандартами частоты. В приемниках чаще всего используются кварцевые стандарты частоты. Шкалы времени НИСЗ и приемников синхронизируются с системной шкалой времени ГНСС. Каждая ГНСС имеет собственное системное время. Системное время ГНСС является атомным временем и базируется на одной из международных шкал времени, как правило, на шкале UTC.

Международные шкалы времени. Существует два базовых способа измерения времени: с помощью астрономических наблюдений, с помощью атомных часов. На основе этих измерений разработано несколько международных шкал времени, используемых для координирования временных отсчетов в различных областях человеческой деятельности.

Шкала Всемирного времени UT (Universal Time) основана на астрономических наблюдениях за вращением Земли вокруг своей оси [42]. Всемирное время введено в 1 января 1925 г. и стало заменой Гринвичскому времени GMT (Greenwich Mean Time). За единичный интервал в шкале UT приняты сутки – время, за которое Земля совершает полный оборот вокруг своей оси. Единицей измерения времени считается секунда, которая составляет $1/86400$ часть суток. Суточное вращение Земли неравномерно. Период вращения Земли вокруг своей оси медленно увеличивается из-за приливного торможения, а также испытывает колебания на коротких временных интервалах. В связи с этим шкала UT является неравномерной. Существует несколько версий Всемирного времени: UT0 (определяется без каких-либо коррекций); UT1 (определяется с учетом движения полюсов Земли, является основной версией UT); UT2 (определяется с учетом сезонных возмущений во вращении Земли).

Шкала эфемеридного времени ET (Ephemeris Time) основана на астрономических наблюдениях за вращением Земли вокруг Солнца [42]. Эфемеридное время введено в 1952 г. с

целью получить шкалу равномерно текущего времени. Интервал, за который Земля совершают полный оборот вокруг Солнца, называется "годом". Чтобы избежать эффектов нерегулярности вращения Земли, за единичный интервал в шкале ЕТ принят тропический год в фундаментальную эпоху: 12:00:00 ЕТ, 0 января 1900 г. (0 января условно заменяет 31 декабря для того, чтобы все даты в эфемериде, датировались одним и тем же годом). Эфемеридная секунда составляет $1/31556925.9747$ тропического года в фундаментальную эпоху. В 1960 г. эфемеридная секунда была принята за единицу времени в Международной Системе единиц СИ. Шкала эфемеридного времени стала первой равномерной шкалой, однако из-за сложности реализации и отсутствия связи с суточным вращением Земли она не удобна для повседневного применения.

Шкала Международного атомного времени TAI (International Atomic Time) основана на показаниях атомных стандартов частоты [42]. Единицей TAI является атомная секунда. Продолжительность атомной секунды максимально приближена к продолжительности эфемеридной секунды. С 1967 г. по настоящее время атомная секунда является единицей времени в СИ. Шкала TAI официально принята в 1971 г. Начальная эпоха (дата) TAI установлена таким образом, чтобы время TAI совпадало с временем UT2 в 00:00:00 UT2 1 января 1958 г. Шкала TAI представляет собой равномерную шкалу, не зависящую от вращения Земли.

Шкала Всемирного координированного времени UTC (Coordinated Universal Time) основана на равномерной шкале атомного времени TAI, показания которой корректируются по данным астрономического времени UT1 [42]. Шкала UTC была введена 1 января 1972 г. и сейчас является международным стандартом, на котором базируется гражданское время. В качестве единицы времени в UTC используется атомная секунда TAI (т.е. секунда СИ). Из-за неравномерности шкалы UT1 между UTC и UT1 постепенно накапливается расхождение (в среднем, 1 с каждые 18 месяцев). Чтобы компенсировать расхождение показания шкалы UTC периодически корректируются на 1 с (leap second) так, чтобы разность UT1-UTC не превышала ± 0.9 с. Коррекция производится на границе полугодия (1 января или 1 июля в 00 часов UTC) Международным бюро мер и весов (Bureau International des Poids et Mesures, BIPM) по рекомендациям Международной службы вращения Земли (The International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS). Корректирующая секунда добавляется после секунды 23:59:59 и обозначается как 23:59:60. Расхождение между UTC и UT1, а также между UTC и TAI публикуется на сайте IERS (URL: <http://hpiers.obspm.fr/eop-pc>). Начало отсчета шкалы UTC выбрано таким образом, чтобы 1 января 1972 г. расхождение TAI-UTC равнялось 10 с. На рисунке 1.1 показана динамика отклонений UTC от TAI в период 1972-2012 гг., вызванная введением корректирующих секунд. Последнее добавление корректирующей секунды было сделано 1 июля 2012 г. В настоящий момент разница TAI-UTC составляет 35 с. Таким образом,

UTC связывает шкалы TAI и UT1, обладая равномерностью, характерной для атомного времени, и привязкой к естественным природным процессам, присущей астрономическому времени.

UTC рассчитывается в BIPM (URL: <http://www.bipm.org>) на основе TAI и национальных шкал времени UTC(k), поддерживаемых в различных странах. Примерами национальных шкал времени могут служить шкалы UTC(USNO), UTC(PTB) и UTC(NPL), формируемые, соответственно, в США (на базе U.S. Naval Observatory), в Германии (на базе Physikalisch-Technische Bundesanstalt) и в Англии (на базе National Physical Laboratory). Название UTC(BIPM) иногда используется, как синоним UTC. В России поддерживается национальная шкала UTC(SU), которая формируется на базе Всероссийского научно-исследовательского института физико-технических и радиотехнических измерений (ВНИИФТРИ). Необходимо отметить, что согласно ГОСТ 8.129-99 и ГОСТ 8.699-2010 показания российской шкалы UTC(SU) не имеют смещения на целое число часов относительно UTC. По данным BIPM отклонения UTC-UTC(SU) в 2012 г. не превосходили ± 10 нс. Таким образом, с точностью до погрешностей измерений:

$$\text{UTC(SU)} = \text{UTC(USNO)} = \text{UTC(k)} = \text{UTC(BIPM)} = \text{UTC} \quad (1.1)$$

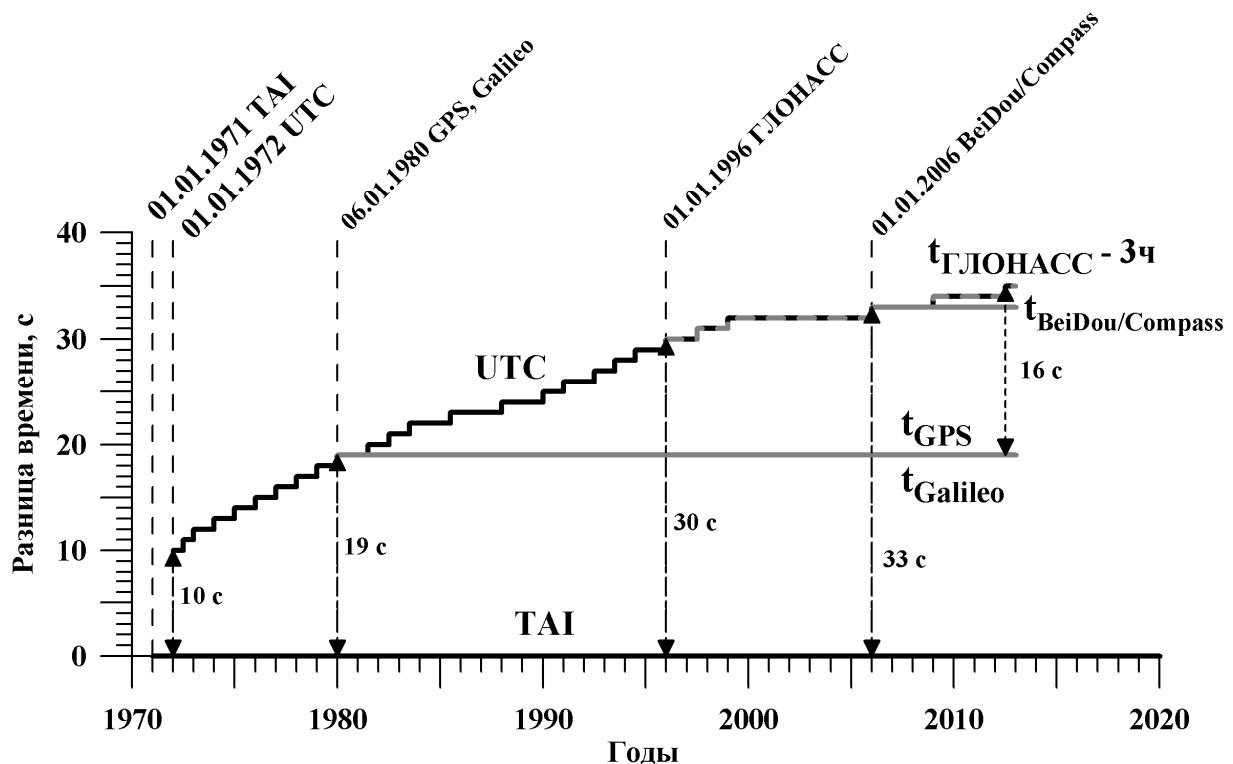


Рисунок 1.1 – Сдвиг в целое число секунд между шкалой атомного времени TAI и шкалами времени UTC, GPS, ГЛОНАСС, Galileo, BeiDou/Compass. Вертикальными пунктирными линиями отмечены моменты введения шкал TAI и UTC, а также начала отсчетов для шкал системного времени ГНСС. По материалам [39, 43, 44].

Системное время GPS (GPST) основано на шкале UTC и координируется с национальной шкалой UTC(USNO). Начало шкалы системного времени GPS выбрано таким образом, чтобы в 00:00:00 UTC 6 января 1980 г. GPST совпадало с UTC (Рисунок 1.1). В отличие от UTC, системная шкала времени GPS является непрерывной и не корректируемой: в GPST не вносятся корректирующие секунды [38]. В связи с этим расхождение между GPST и UTC увеличивается по мере добавления корректирующих секунд в UTC (Рисунок 1.1). В январе 2013 г. время GPS опережало UTC на 16 с. Разница TAI-GPST постоянна и составляет 19 с. Величина расхождения GPST и UTC в целое число секунд поддерживается наземным сегментом управления в последние годы в пределах десятков наносекунд [43]. Точная величина расхождения передается в навигационном сообщении. Средние расхождения шкалы времени GPS со шкалами UTC и TAI за период 1993-2011 гг. представлены на сайте BIPM (URL: www.bipm.org/jsp/en/TimeFtp.jsp).

Счет времени в системе GPS ведется в неделях и секундах внутри недели. Формат времени GPS имеет вид: $www:ssssss$, где w — номер недели, s — номер секунды внутри недели. Новая неделя начинается в полночь с субботы на воскресенье. Счет недель ведется с 00:00:00 UTC воскресенья 6 января 1980 г. Первая неделя имеет номер "0". Число секунд в неделе меняется в пределах от 0 до 604800 (60·60·247).

Системное время ГЛОНАСС базируется на российской национальной шкале UTC(SU). Шкала системного времени ГЛОНАСС корректируется на целое число секунд одновременно с коррекцией шкалы UTC [39, 40]. Поэтому между шкалой времени ГЛОНАСС и шкалами UTC, UTC(SU) нет расхождения в целое число секунд (Рисунок 1.1). В тоже время, между UTC(SU) и системным временем ГЛОНАСС имеется сдвиг на целое число часов, который связан с особенностями работы наземного комплекса контроля и управления [39, 40]:

$$t_{\text{глонасс}} = \text{UTC(SU)} + 03 \text{ ч 00 мин} \quad (1.2)$$

Учитывая (1.1), сдвиг в 3 ч существует также между системным временем ГЛОНАСС и UTC. Согласно требованиям Интерфейсного контрольного документа, расхождение между UTC(SU) и системным временем ГЛОНАСС не должно превышать 1 мс [39]. Средние расхождения шкалы времени ГЛОНАСС со шкалой UTC+3ч за период 2003-2011 гг. представлены на сайте BIPM (URL: www.bipm.org/jsp/en/TimeFtp.jsp). По данным BIPM расхождение между системным временем ГЛОНАСС и UTC составляет около 200 нс.

Время ГЛОНАСС содержит: номер четырехлетнего интервала N4; номер суток NT в четырехлетнем интервале (начиная с 1 января високосного года); время внутри суток (часы, минуты, секунды) [39, 40]. Первый год первого четырехлетия соответствует 1996 г. N4 меняется в пределах от 1 до 31. Диапазон значений NT: 1-1461.

ГНСС-приемники Javad, используемые в ИСЗФ СО РАН, могут выдавать текущее время в четырех шкалах: UTC, системное время GPS, системное время ГЛОНАСС, системное время приемника. В качестве системного времени приемника может использоваться либо системное время GPS, либо системное время ГЛОНАСС. Выражение (1.2) нетрудно проверить, подав запрос приемнику выдать текущее время одновременно во всех четырех шкалах. Результаты действия двух таких запросов приведены в Таблице 1.4. В ответе приемника содержится: текущее время приемника *rcv* (время внутри текущих суток в миллисекундах), UTC (дата: год, месяц, день; время: час, минуты, секунды), время GPS (номер текущей недели, время внутри недели в миллисекундах), время ГЛОНАСС (номер текущих суток внутри четырехлетнего интервала, время внутри суток в миллисекундах). В последнем столбце Таблицы 1.4 сделан перевод текущего времени внутри суток для соответствующих шкал в часы, минуты, секунды. Видно, что время ГЛОНАСС опережает время UTC на 3 ч, в соответствии с выражением (1.2). Время GPS опережает UTC (в согласии с рисунком 1.1) на 14 с в 2006 г. и на 16 с в 2013 г. В качестве системного времени приемника используется время GPS.

Таблица 1.4 – Определение текущего времени с помощью ГНСС-приемника Javad

	Команды и ответы приемника	Перевод текущего времени внутри суток в чч:мм:сс
Запрос приемнику на выдачу текущего времени в четырех шкалах	print, /par/time:on	
Ответ приемника (пример из руководства GREIS управления приемниками Javad [45], стр. 124)	RE018/par/time={rcv=53091337, RE02A utc={date=2006-12-26,clock=14:44:37.337}, RE01D gps={week=383,ms=225891337}, RE01C glo={day=1091,ms=63877337}}	14:44:51.337 14:44:37.337 14:44:51.337 17:44:37.337
Ответ приемника ИСЗФ СО РАН	RE018/par/time={rcv=22663398, RE02A utc={date=2013-06-02,clock=06:17:27.398}, RE01C gps={week=719,ms=22663398}, RE01B glo={day=519,ms=33447398}}	06:17:43.398 06:17:27.398 06:17:43.398 09:17:27.398

Системное время Galileo (GST) основано на шкале UTC, но является непрерывным (в GST не вносятся корректирующие секунды так же, как в GPS) [43]. Начало шкалы GST совпадает с началом отсчета системного времени GPS (Рисунок 1.1). В связи с этим GST имеет такие же отклонения на целое число секунд от UTC и TAI, как GPS.

Системное время BeiDou/Compass (BDT) так же, как время GPS, является непрерывным и базируется на шкале UTC [44]. Единицей измерения в шкале BDT считается секунда СИ. Счет времени ведется в неделях и секундах внутри недели: WN:SoW, где WN – номер недели (начиная с 0), SoW – секунда внутри недели (от 0 до 604799). Неделя содержит 604800 с. За начало отсчета BDT принято 00:00:00 UTC 1 января 2006 г. (Рисунок 1.1) В этот момент BDT совпадало с UTC, а WN=SoW=0. Таким образом, в январе 2013 г. BDT опережало UTC на 2 с. Разница TAI-BDT постоянна и составляет 33 с.

1.2.3. Геометрия зондирования ионосферы сигналами ГНСС

Системы координат. На рисунках 1.2, 1.3 схематически представлены геометрия зондирования ионосферы сигналами НИСЗ и используемые системы координат. При решении задач трансионосферного зондирования применяется несколько систем координат, две основные из которых – геоцентрическая (ГСК) и топоцентрическая (ТСК) [13, 46, 47, 48].

За центр ГСК (т. О) принимается центр масс Земли (Рисунок 1.3а). При этом считается, что Земля имеет форму шара с радиусом R_E . Широко используются сферические (радиус-вектор r' , широта ϕ , долгота ℓ) и геодезические (широта Φ , долгота Λ , высота H) геоцентрические координаты. Геоцентрическая широта и долгота совпадают с географической широтой и долготой. Геодезические координаты определяют положение точки относительно эллипсоида, который более точно характеризует форму Земли.

Центром ТСК (т. В) может служить любая точка на поверхности Земли с известной географической широтой ϕ_B и долготой ℓ_B . Оси x , y , z направлены, соответственно, на восток, на север, в зенит. Плоскость xBy соответствует плоскости горизонта. Сферические топоцентрические координаты (Рисунок 1.3б): r (радиус-вектор), θ (угол места, который отсчитывается от плоскости xBy), α (азимут, который отсчитывается от оси y). Переход от геоцентрических $r'(x',y',z')$ к топоцентрическим $r(x,y,z)$ координатам осуществляется с помощью преобразований координат, приведенных в Приложении А.

Для описания орбитального движения НИСЗ вводятся две дополнительных геоцентрических системы координат (Рисунок 1.3в-г): инерциальная система координат (ГСК_и) и орбитальная система координат (ГСК_о). Обе эти системы, в отличие от ГСК, не принимают участие в суточном движении Земли, являются в этом смысле неподвижными. Ось x' ГСК_и направлена в точку весеннего равноденствия. Угол s_0 , отсчитываемый в плоскости экватора от точки весеннего равноденствия против хода часовой стрелки до Гринвичского меридиана определяет среднее звездное время: $s_0 = s_{00} + 0.985647348^\circ \cdot d + \omega_E t$, где ω_E - угловая скорость вращения Земли; t – мировое время в секундах от 0 часов текущей даты; s_{00} - среднее звездное время на 0 часов всемирного времени условной опорной даты; d – целое число суток от 0 часов всемирного времени опорной даты до 0 часов текущей даты. ГСК_и соответствует системе сферических координат: радиус-вектор r' , прямое восхождение η , склонение δ (Рисунок 1.3в). ГСК_о связана с НИСЗ: плоскость $x'_\omega Oy'_\omega$ совпадает с плоскостью орбиты НИСЗ; ось x'_ω направлена в точку пересечения орбиты спутника с плоскостью экватора, ось y'_ω – в сторону

движения спутника перпендикулярно оси x_ω . Ориентацию плоскости орбиты характеризуют прямое восхождение восходящего узла Ω_0 и угол наклонения i_0 орбиты. Переходы между подвижной и неподвижными геоцентрическими системами координат осуществляются с помощью преобразований координат, приведенных в Приложении А.

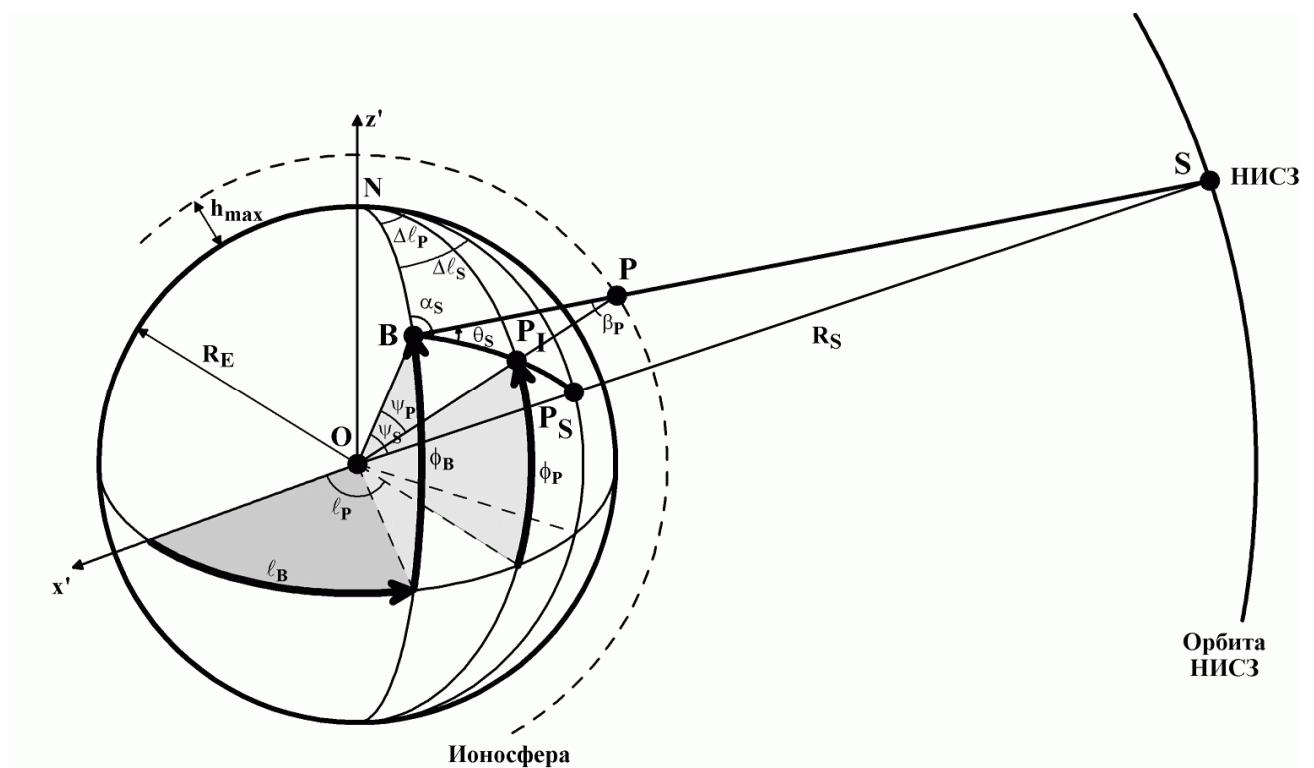


Рисунок 1.2 – Геометрия зондирования ионосферы сигналами ГНСС: т. О – центр земного шара; т. В – приемник ГНСС (пункт наблюдений); S – навигационный спутник ГНСС; h_{\max} – высота максимума ионизации (слой F2); P, P_I , P_S – ионосферная, подионосферная, подспутниковая точки, соответственно (по материалам [48, 13]).

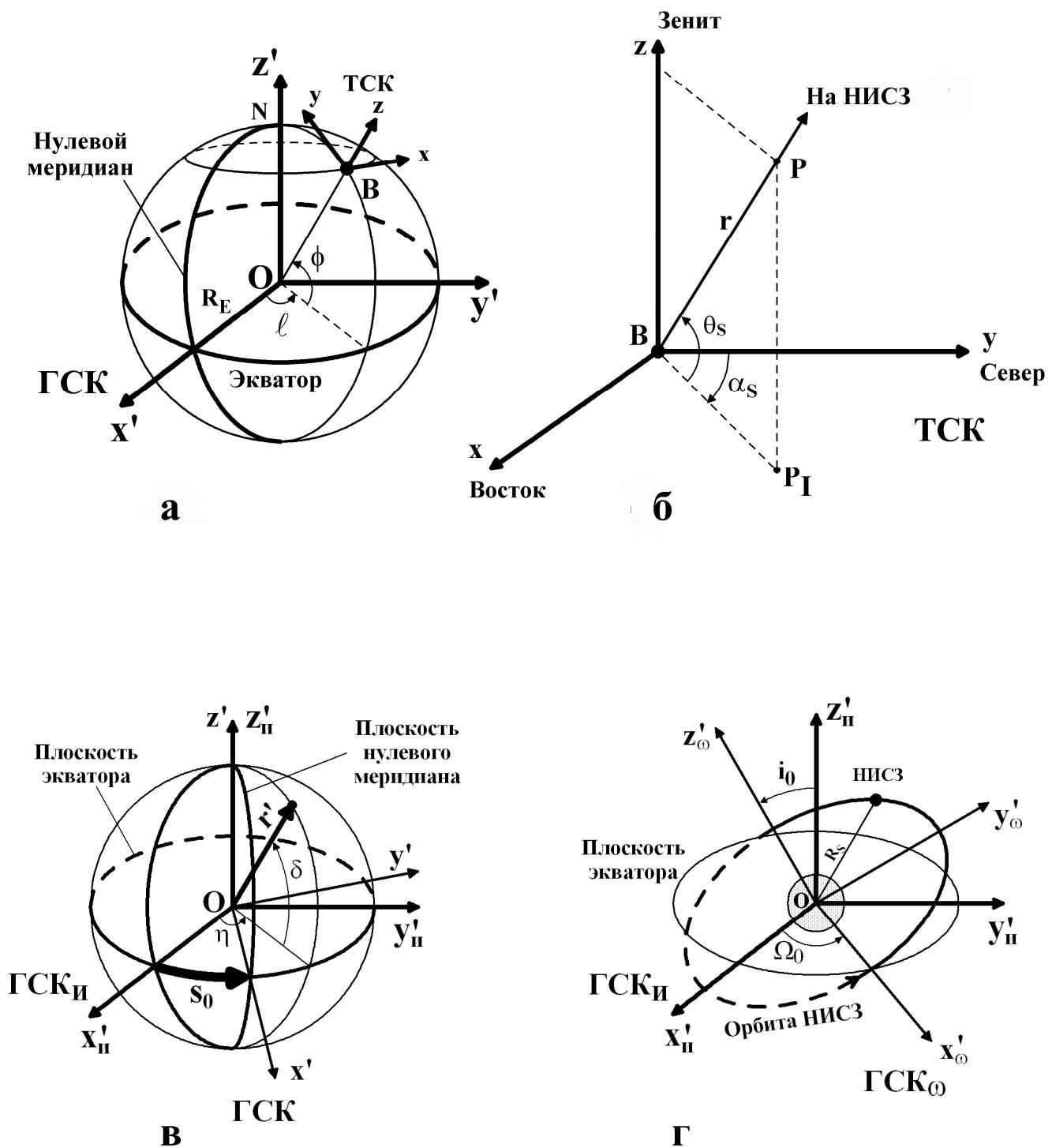


Рисунок 1.3 – Используемые системы координат: геоцентрическая (а), топоцентрическая (б), геоцентрическая инерциальная (в), геоцентрическая орбитальная (г).

Расчет угла места и азимута луча "приемник-НИС3". При зондировании ионосферы сигналами ГНСС ПЭС рассчитывается вдоль луча "приемник-НИС3". Ориентация луча в пространстве задается его углом места θ_S и азимутом α_S (Рисунок 1.2), которые вычисляются по геоцентрическим координатам НИС3 x_S, y_S, z_S . Значения x_S, y_S, z_S , в свою очередь, определяются по информации об эфемеридах НИС3, которая содержится в навигационном сообщении.

Далее координаты α_S , θ_S можно определять разными методами. Можно применять формулы (A.6) преобразования координат (Приложение А). Это удобно, т.к. напрямую связывает α_S и θ_S с геоцентрическими координатами НИС3 x_S, y_S, z_S [13]. Данное преобразование используется тогда, когда форму Земли можно считать шаром.

В практике расчета орбит ИСЗ и ГНСС-измерений принято определять азимут и угол места НИС3 на основе геодезических координат НИС3 и точки наблюдения [48]:

$$\begin{aligned}\alpha_S &= \arccos\left(\frac{\sin \Phi_S - \sin \Phi \cos \psi_S}{\sin \psi_S \cos \Phi}\right) \\ \theta_S &= \arctg\left(\frac{\cos \psi_S - R_E / R_S}{\sin \psi_S}\right) \\ \psi_S &= \arccos(\sin \Phi \sin \Phi_S + \cos \Phi \cos \Phi_S \cos(\Lambda_S - \Lambda))\end{aligned}\quad (1.3)$$

где Φ – геодезическая широта приемника ГНСС; Λ – геодезическая долгота приемника ГНСС; Φ_S – геодезическая широта навигационного спутника ГНСС; Λ_S – геодезическая долгота навигационного спутника ГНСС; R_S – радиус орбиты навигационного спутника ГНСС; R_E – радиус Земли; ψ_S – центральный угол между приемником и навигационным спутником ГНСС (Рисунок 1.2).

Расчет координат ионосферной точки. Интегральной характер ПЭС, в общем случае, делает невозможной привязку возмущений ПЭС к конкретной высоте. Однако, было показано, что наибольший вклад в вариации ПЭС вносит область, расположенная вблизи главного максимума ионосферы (максимум слоя F2, высота максимума h_{\max}) [4, 13, 49, 50]. В связи с этим в настоящее время принято относить вариации ПЭС, рассчитанные вдоль луча "приемник-НИС3", к высоте h_{\max} . При этом ионосфера рассматривается, как тонкий слой на данной высоте, а луч "приемник-НИС3" пересекает этот слой в точке, которая получила название "ионосферная точка" (т. Р на рисунке 1.2). Т.о. считается, что ПЭС образуется в ионосферной точке на высоте h_{\max} . В зависимости от геофизических условий h_{\max} варьируется от 250 до

400 км. Надо отметить, что представление "тонкого слоя" приемлемо для ионосферных возмущений, вертикальный размер которых сравним со шкалой высот в области F2 ионосферы.

Формулы для расчета географической широты ϕ_P и долготы ℓ_P ионосферной точки можно получить из сферического треугольника BNP_I (Рисунок 1.2) [13, 48]:

$$\begin{aligned}\phi_P &= \arcsin(\sin \phi_B \cos \psi_P + \cos \phi_B \sin \psi_P \cos \alpha_S) \\ \ell_P &= \ell_B + \arcsin(\sin \psi_P \sin \alpha_S \sec \phi_P) \\ \psi_P &= \frac{\pi}{2} - \theta_S - \arcsin\left(\frac{R_E}{R_E + h_{\max}} \cos \theta_S\right)\end{aligned}\quad (1.4)$$

Проекцию ионосферной точки P на земную поверхность часто называют подионосферной точкой. Как видно из рисунка 1.2, подионосферная точка P_I имеет те же географические координаты, что и т. P.

Топоцентрические координаты x_P, y_P, z_P ионосферной точки в ТСК, связанной с приемником, рассчитываются по формулам (A.2; A.6). Для высоких углов места НИСЗ ($\theta_S > 30^\circ$) можно пользоваться упрощенными выражениями, полученными в предположении плоской ионосферы:

$$x_P = h_{\max} \sin \alpha_S \operatorname{ctg} \theta_S \quad y_P = h_{\max} \cos \alpha_S \operatorname{ctg} \theta_S \quad z_P = h_{\max} \quad (1.5)$$

Горизонтальная проекция w скорости перемещения ионосферной точки в ТСК:

$$w = \sqrt{w_x^2 + w_y^2} \quad w_x = \frac{dx_P}{dt} \quad w_y = \frac{dy_P}{dt} \quad (1.6)$$

Учитывая, что период обращения НИСЗ GPS – 12 часов, а высота орбиты – 20000 км, горизонтальная скорость перемещения ионосферной точки на высоте h_{max} = 350 км в средних широтах при угле места НИСЗ $\theta_S \sim 30^\circ$ составляет около 100 м/с.

1.2.4. Глобальная и региональные сети приемников ГНСС

Глобальная сеть приемников GPS. Основой мировой сети приемников GPS послужила международная геодинамическая сеть IGS (International GPS Service for Geodynamics), предназначенная для мониторинга геодинамических процессов и функционирующая с 1990 г. (тогда она содержала около 100 станций). К настоящему времени кроме станций IGS мировая сеть GPS включает множество других GPS-приемников, ведущих систематические наблюдения и поставляющих данные в международном формате RINEX для свободного использования в Интернет. Сеть постоянно расширяется и к декабрю 2013 г. насчитывала около 2000 приемников (Рисунок 1.4). Согласно рисунку 1.4, распределение GPS-приемников мировой сети

очень неравномерно. Высока плотность GPS-станций в Европе и Северной Америке. Районы Африки, Тихого и Атлантического океанов отличаются малым количеством приемников. Для сравнения на рисунке 1.4 показаны также сети ионозондов и радаров НР.

Данные с GPS-приемников, входящих в мировую сеть, централизованно поставляются и хранятся на HTTP-сервере (URL: <http://sopac.ucsd.edu>) Центра данных SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) или на FTP-сервере (URL: <ftp://garner.ucsd.edu/pub>). Там же в директории (URL: <ftp://garner.ucsd.edu/pub/nav>) хранятся навигационные файлы. Большинство данных мировой сети GPS записано с временным разрешением 30 с. Это связано с необходимостью организации хранения и передачи значительных объемов информации. 30-с разрешение обеспечивает большие возможности для геофизики. Однако уже ощущается потребность в более высоком разрешении, особенно при изучении мелкомасштабных структур.

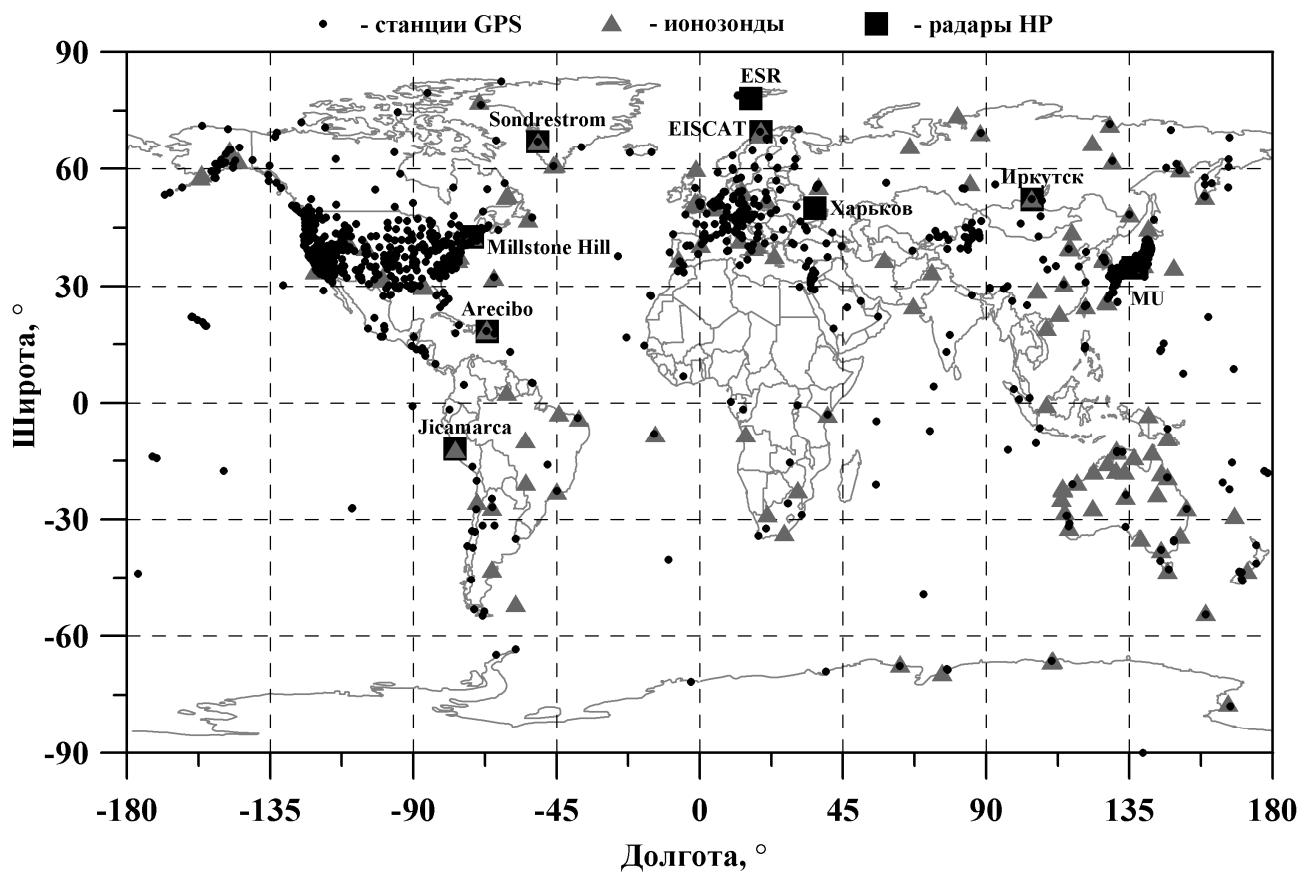


Рисунок 1.4 – Глобальные сети ионосферных детекторов: ионозонды, радары НР, приемники GPS. Указаны названия радаров НР.

Региональные сети GPS-приемников. Как правило, для региональных GPS-сетей характерны более высокая плотность станций GPS и более высокое разрешение данных. Однако далеко не все региональные сети предоставляют свои данные в открытое свободное пользование. Региональная сеть GEONET в Японии объединяет более 1000 приемников GPS, которые поставляют данные с временным разрешением как 30 с, так и 1 с (URL: <http://mekira.gsi.go.jp>; URL: <http://terras.gsi.go.jp>). В Калифорнии под управлением Южнокалифорнийского центра землетрясений действует сеть SCIGN (Southern California Integrated GPS Network), насчитывающая около 300 станций (URL: <http://www.scign.org>). Европейская сеть EUREF Permanent GPS Network (EPN) объединяет 187 станций (URL: www.epncb.oma.be). Система EUPOS (European Position Determination System) планирует разворачивание в 16 странах Центральной и Восточной Европы плотной сети, состоящей из 870 GPS приемников (URL: www.eupos.org). На территории России в настоящее время действует около 100 станций GPS, принадлежащих различным ведомствам и ориентированных, главным образом, на решение геодезических/геодинамических задач.

Формат хранения и передачи данных в сетях GPS (RINEX). Данные ГНСС-измерений хранятся и передаются в виде текстовых файлов. Файлы имеют специально разработанный, универсальный формат RINEX (Receiver Independent Exchange Format). Структура RINEX-файлов организована так, чтобы независимо от вида приемника и количества измеряемых навигационных параметров, файлы имели одинаковое строение и минимальный объем. В каждом RINEX-файле содержатся данные навигационных измерений, выполненные GPS-приемником в течение суток для НИСЗ, находившихся в зоне его "радиовидимости": альманах НИСЗ, псевдодальности и набеги фазы, полученные для одной или двух рабочих частот, временные метки, информация о работоспособности аппаратуры НИСЗ и т.д. Отдельный вид RINEX-файлов составляют навигационные RINEX-файлы, которые содержат эфемеридные данные, требуемые при расчетах координат НИСЗ. Внутренняя структура RINEX-файлов достаточно сложна. Поэтому, как правило, требуется специальные программные средства для выделения наблюдательных и эфемеридных данных, а также преобразования этих данных в форму, удобную для исследовательских приложений. Наиболее распространенной является программа TEQC (Translate/Edit/Quality Check), которая предоставляет набор инструментов для работы с данными приемников GPS и ГЛОНАСС как в форматах самих приемников, так и в формате RINEX. С помощью программы TEQC можно выполнять запись данных, полученных различными приемниками, в формате RINEX; редактировать полученные данные; выбирать данные за конкретные интервалы времени; проверять качество данных (URL: <http://www.unavco.ucar.edu/dataunderline support/software/teqc>).

1.2.5. Принципы расчета ПЭС по данным приемников ГНСС

Алгоритм определения ПЭС по двухчастотным фазовым измерениям. Набег фазы, возникающий при распространении навигационного радиосигнала вдоль луча "приемник-НСЗ", определяется формулой [6]:

$$\Phi_{1,2} = \frac{2\pi f_{1,2}}{c} \int_0^D n_{1,2} ds + \phi_0, \quad (1.7)$$

где f_1 и f_2 – рабочие частоты ГНСС; $\Phi_{1,2}$ – набег фазы для частоты соответственно f_1 и f_2 ; ϕ_0 – некоторая неизвестная начальная фаза, $n_{1,2}$ – коэффициент преломления в ионосфере сигналов с частотами f_1 и f_2 ; D – расстояние между приемником и передатчиком.

Если пренебречь влиянием соударений и магнитного поля Земли, коэффициент преломления можно определить как [6]:

$$n_{1,2} \approx 1 - \frac{40.308 N_e}{f_{1,2}^2}, \quad (1.8)$$

где N_e – локальная электронная концентрация. Оценка влияния соударений и магнитного поля, а также правомерность использования выражения (1.8) для частот GPS/ГЛОНАСС обсуждается в п. 2.4.2.

Таким образом, набег фазы радиоволны складывается из трех частей:

$$\Phi_{1,2} = \frac{2\pi f_{1,2}}{c} D - 40.308 \frac{2\pi}{c \cdot f_{1,2}} \int_{S_{bot}}^{S_{top}} N_e ds + \phi_0, \quad (1.9)$$

где S_{bot} и S_{top} – высота нижней и верхней границы ионосферы, соответственно. Второе

слагаемое представляет собой ионосферную поправку к дальности, а величина $I = \int_{S_{bot}}^{S_{top}} N_e ds$ –

полное электронное содержание (ПЭС) вдоль траектории распространения радиоволны.

Учитывая, что длина волны $\lambda = c/f$, а число оборотов фазы $L = \phi/2\pi$, из (1.9) получается известная формула для расчета ПЭС на основе двухчастотных фазовых измерений [13, 22, 38]:

$$I = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) + \text{const}_{1,2} + \sigma L], \quad (1.10)$$

где $L_1 = \Delta\phi/2\pi$, $L_2 = \Delta\phi/2\pi$ – фазовые измерения, выполненные ГНСС-приемником на частотах f_1 , f_2 ; $L_1 \lambda_1$ и $L_2 \lambda_2$ – обусловленные ионосферой приращения фазового пути

радиосигнала; σL – ошибка фазовых измерений; $\text{const}_{1,2}$ – неоднозначность фазовых измерений.

В качестве единицы измерений ПЭС используется величина "Total Electron Content Unit" (TECU): $1 \text{ TECU} = 10^{16} \text{ m}^{-2}$ [13, 22].

ГНСС обеспечивают измерения набега фазы с высокой точностью [38]. Благодаря этому при использовании интервала усреднения 30 с ошибка расчета ПЭС не превосходит 10^{14} m^{-2} (или 0.01 TECU). Однако, как видно из уравнения (1.10), при фазовых измерениях ПЭС рассчитывается с точностью до константы, носящей название "неоднозначность фазовых измерений". Устранение этой неоднозначности требует применения специальных методик (комбинирование различных видов измерений, фильтры Калмана и т.п.) [38].

Алгоритм определения ПЭС по двухчастотным кодовым измерениям. ПЭС можно получать и по данным кодовых измерений псевдодальности на двух частотах. Групповой путь радиоволны определяется формулой [6]:

$$P_{1,2} = c\tau_{1,2} = \int_0^D n_{1,2} ds, \quad (1.11)$$

где $P_{1,2}$ – групповой путь для частот соответственно f_1 и f_2 ; $\tau_{1,2}$ – время распространения сигналов; $n_{1,2} = n_{1,2} + f_{1,2} \frac{dn_{1,2}}{df_{1,2}}$ – групповой показатель преломления в ионосфере сигналов f_1 и f_2 . Учитывая выражение (1.8):

$$n_{1,2} \approx 1 + \frac{40.308N_e}{f_{1,2}^2}. \quad (1.12)$$

Используя (1.11) и (1.12) нетрудно получить формулу для расчета ПЭС по двухчастотным кодовым измерениям, аналогичную выражению (1.10):

$$I = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(P_2 - P_1) + \sigma P], \quad (1.13)$$

где σP – ошибка измерений дальности по P коду.

Использование двухчастотных кодовых измерений позволяет восстанавливать абсолютное значение ПЭС. Однако уровень шума при таком определении ПЭС достаточно высок. При расчете ПЭС по двухчастотным кодовым измерениям он составляет, в среднем, 30–50% (т.е. несколько TECU) [22]. Высокий уровень шума существенно затрудняет выделение возмущений ПЭС и позволяет регистрировать лишь достаточно сильные вариации. Таким образом, для изучения ионосферных возмущений является использование расчет ПЭС по двухчастотным фазовым измерениям является наиболее приемлемым.

Алгоритм определения ПЭС по одночастотным кодовым и фазовым измерениям. Для определения ПЭС может использоваться комбинирование данных кодовых и фазовых измерений на основной частоте f_1 . Из уравнения (1.9):

$$I = \frac{f_1^2}{40.308} (C_1 - L_1 \cdot \lambda_1 + \text{const}_1 + \sigma L + \sigma C), \quad (1.14)$$

где σC – ошибка измерений дальности по С/А коду.

В результате проведенных исследований установлено, что среднеквадратическое отклонение вариаций ПЭС, полученное по одночастотным кодово-фазовым измерениям, не превосходит 0.1 TECU [13]. В связи с этим данный метод может использоваться в условиях сильной возмущенности, когда амплитуда колебаний ПЭС существенно превышает 0.1 TECU.

Алгоритм преобразования "наклонного" ПЭС в "вертикальное". Рассчитанное для различных углов места θ_S значение ПЭС ("наклонное" ПЭС), а также амплитуда вариаций "наклонного" ПЭС, пропорциональны длине пути радиосигнала в ионосфере. При изучении ионосферных возмущений часто необходима нормировка амплитуды колебаний ПЭС. Для этого "наклонное" ПЭС (I) преобразуют в "вертикальное" ПЭС (I_V), которое соответствует углу места $\theta_S = 90^\circ$. В случаях, когда кривизной Земли можно пренебречь [13]:

$$I_V = I \cdot \sin \theta_S; \quad (1.15)$$

в случаях, когда кривизной Земли пренебречать нельзя [51]:

$$I_V = I \cdot \cos \left[\arcsin \left(\frac{R_E}{R_E + h_{\max}} \cos \theta_S \right) \right]. \quad (1.16)$$

Для углов места θ_S , превышающих 70° , результаты, получаемые с помощью выражений (1.15) и (1.16), практически, совпадают. Для углов места θ_S , меньше 30° следует использовать формулу (1.16).

Ракурсный эффект. При изучении волновых возмущений ПЭС необходимо учитывать ракурсную зависимость амплитуды [52]: максимальная амплитуда возмущения наблюдается в тех случаях, когда луч "приемник-НИСЗ" перпендикулярен волновому вектору возмущения. При этом:

$$\operatorname{tg}(\theta) = -\cos(\alpha_S - \alpha) / \operatorname{tg} \theta_S, \quad (1.17)$$

где α и θ – азимут и угол места волнового вектора \mathbf{K} перемещающегося ионосферного возмущения (ПИВ); α_S , θ_S – азимут и угол места луча "приемник-НИСЗ". Используя уравнение (1.17) по известному значению азимута α , можно определить угол места θ и полный вектор скорости ПИВ $\mathbf{V} = V_h \cos \theta$. В то же время, условие (1.17) уменьшает возможность

уверенного детектирования ПИВ на фоне шумов. Кроме того, за счет ракурсного эффекта в вариациях ПЭС могут возникать структуры, которые возможно неправильно интерпретировать, как волновые пакеты. В связи с этим при регистрации и анализе ПИВ необходимо, прежде всего, оценивать ракурсные условия на исследуемой траектории. В этих целях рассматриваются временные зависимости угла $\gamma(t)$ между направлением распространения возмущения \mathbf{K} и лучом "приемник-НИСЗ", а также амплитуды возмущения ПЭС $M(t)$. При распределении регулярной ионизации, близком к гауссовскому, с возмущением электронной концентрации в виде плоской монохроматической волны, амплитуда возмущений ПЭС $M(t)$ определяется углом $\gamma(t)$, углом места спутника $\theta_S(t)$ и отношением длины волны возмущения $L = 2\pi / |K|$ к полутолщине максимума ионизации h_d [13, 52]:

$$M(t) \propto \frac{h_d}{\sin(\theta_S(t))} \exp\left[-\left(\frac{\pi h_d \cos(\gamma(t))}{L \cdot \sin(\theta_S(t))}\right)^2\right], \quad (1.18)$$

где $\cos \gamma = \cos \theta_S \cos \theta \cos(\alpha_S - \alpha) + \sin \theta_S \sin \theta$

1.2.6. Глобальные карты ПЭС (GIM)

Крупным направлением использования ГИСС для зондирования ионосферы является технология построения глобальных карт ПЭС (Global Ionospheric Maps, GIM) [24-26]. В основе технологии GIM лежит интерполяция данных измерений ПЭС, выполненных мировой сетью приемников GPS, в предположении, что ПЭС формируется на высоте h_{\max} в ионосферной точке. В результате расчетов получаются глобальные карты абсолютного вертикального ПЭС, которые дают возможность изучать глобальную структуру ионосферы и крупномасштабные ионосферные процессы.

Определение абсолютной величины ПЭС. Для получения абсолютного ПЭС I_A , в технологии GIM применяется комбинирование двухчастотных кодовых и фазовых измерений. С этой целью для каждого луча "приемник-НИСЗ" определяются временные интервалы, на которых данные навигационных измерений не имеют срывов фазы (непрерывные ряды данных) [25]. Поскольку точности оценки зависят от количества данных, выбираются непрерывные ряды данных длиной не менее 20 минут. Для каждого такого интервала по двухчастотным кодовым измерениям рассчитывается "начальный уровень" ПЭС B_{rs} (где r – номер приемника GPS, s – номер спутника GPS) [25]:

$$B_{rs} = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i^2} \left\{ (P_{2i}^{rs} - P_{1i}^{rs}) - (\Phi_{2i}^{rs} - \Phi_{1i}^{rs}) \right\}}{\sum_{i=1}^N (1/\sigma_i^2)}, \quad (1.19)$$

где N – число непрерывных измерений; Φ_{1i}^{rs} и Φ_{2i}^{rs} – задержки, полученные по фазовым измерениям приемника на частотах f_1 и f_2 ; P_{1i}^{rs} и P_{2i}^{rs} – кодовые измерения приемника на частотах f_1 и f_2 , соответственно; σ_i – СКО шума кодовых измерений. Значение σ_i зависит от ряда факторов (тип приемника, угол места луча "приемник-НИСЗ" и т.п.), ее оценка выполняется усреднением данных всех однотипных приемников мировой сети. Для исключения наиболее зашумленных данных, в оценках используются данные измерений, полученные при углах места лучей "приемник-НИСЗ" больших 10° [25]. СКО шума фазовых измерений в расчетах не учитывается ввиду его малости.

Рассчитанные коэффициенты B_{rs} прибавляются затем к значениям ПЭС, вычисленным по двухчастотным фазовым измерениям. Это позволяет исключить неоднозначность фазовых измерений.

Пространственная интерполяция. Для пространственной интерполяции полученных индивидуальных значений абсолютного ПЭС применяется специальная опорная сетка с треугольными ячейками: сферический тонкий слой ионосферы разбивают на равносторонние сферические треугольники (чаще всего строят сетку из 1280 треугольников с общим числом вершин 642). Координаты вершин (для увеличения точности интерполяции) задают в солнечно-магнитной геоцентрической системе координат (СМГСК), которая привязана к геомагнитному полюсу и локальному времени. Долгота в данной системе отсчитывается от оси X, которая направлена на Солнце. Ось Z СМГСК проходит через магнитный полюс Земли. Опорная сетка, построенная в СМГСК, не участвует в суточном вращении Земли. Ионосферные точки, в которых измерено абсолютное наклонное ПЭС I_A^{rs} , располагаются внутри треугольников опорной сетки. В предположении, что каждое I_A^{rs} оказывает влияние только на ПЭС в трех соседних вершинах, выполняется оценка вертикального ПЭС в вершинах (узлах) каждого треугольника опорной сетки [25]:

$$I_A^{rs} = F(\theta_S) \sum_{i=1}^3 W_i(\phi_P, \ell_P) \cdot I_{AV}^i + b_r + b_s, \quad (1.20)$$

где I_A^{rs} – абсолютное наклонное ПЭС, измеренное в ионосферной точке на луче "приемник-НИСЗ" ("r-s"); I_{AV}^i – абсолютное вертикальное ПЭС, рассчитанное в i -ой вершине треугольника опорной сетки; $F(\theta_S)$ – коэффициент перевода наклонного ПЭС в вертикальное; $W_i(\phi_P, \ell_P)$ – весовая функция, которая зависит от расстояния между ионосферной точкой, имеющей географические координаты ϕ_P (широта), ℓ_P (долгота), и i -ой вершиной треугольника опорной сетки; b_r – погрешность, вносимая приемником; b_s – погрешность, вносимая передатчиком НИСЗ.

Выписав уравнения (1.20) для всех ионосферных точек, получают систему уравнений, решая которую находят абсолютное вертикальное ПЭС и погрешности измерений b_r, b_s , в узлах опорной сетки [25]. Таким образом получают глобальное распределение ПЭС (карту GIM). Поскольку глобальное распределение ПЭС меняется с течением времени, значения ПЭС в узлах опорной сетки периодически пересчитывают. Пересчет осуществляется с шагом ΔT , который варьируется от 15 мин до 1 часа. С учетом этого, карта GIM отражает глобальное распределение ПЭС, усредненное за интервал времени ΔT . Получив набор карт ПЭС за последовательные интервалы времени, можно проследить динамику глобальных ионосферных структур. Пример глобальной карты ПЭС приведен на рисунке 1.5.

Точность интерполяции. На точность интерполяции оказывают влияние различные факторы. Прежде всего, важна плотность сети приемников GPS: чем больше имеется экспериментальных данных, тем выше точность интерполяции. В некоторых регионах земного шара расстояния между приемниками могут достигать тысяч километров. Приемлемая точность интерполяции в таких случаях поддерживается за счет использования СМГСК, узлы решетки которой соответствуют не географическому положению, а местному времени [25]. Поэтому ПЭС в каждом узле СМГСК рассчитывается по измерениям, полученным в одно и то же местное время приемниками, имеющими геомагнитную широту близкую к данному узлу [25]. При небольших расстояниях между приемниками GPS на точность интерполяции существенное влияние могут оказывать погрешности измерений, вносимые, как приемником, так и передатчиком НИСЗ, а также эффекты многолучевости.

Авторы технологии провели сравнение распределений ПЭС, построенных по технологии GIM и измерений вертикального ПЭС, выполненных с помощью спутника TOPEX, показавшее неплохое совпадение результатов [25].

Формат IONEX. Глобальные карты ПЭС записываются и передаются в виде текстовых файлов, имеющих специальный формат IONEX. В файлах IONEX карты ПЭС представлены в "солнечно фиксированной" системе координат (СФГСК), координатами в которой выступают

местное время и географическая широта. СФГСК более удобна для сравнения глобального распределения ПЭС с положением континентов, чем СМГСК, которая применяется при интерполяции. Одновременно с расчетом глобального распределения ПЭС выполняется оценка погрешностей расчета ПЭС в виде СКО результатов вычислений. Погрешности вычисления ПЭС также представляются в виде карт.

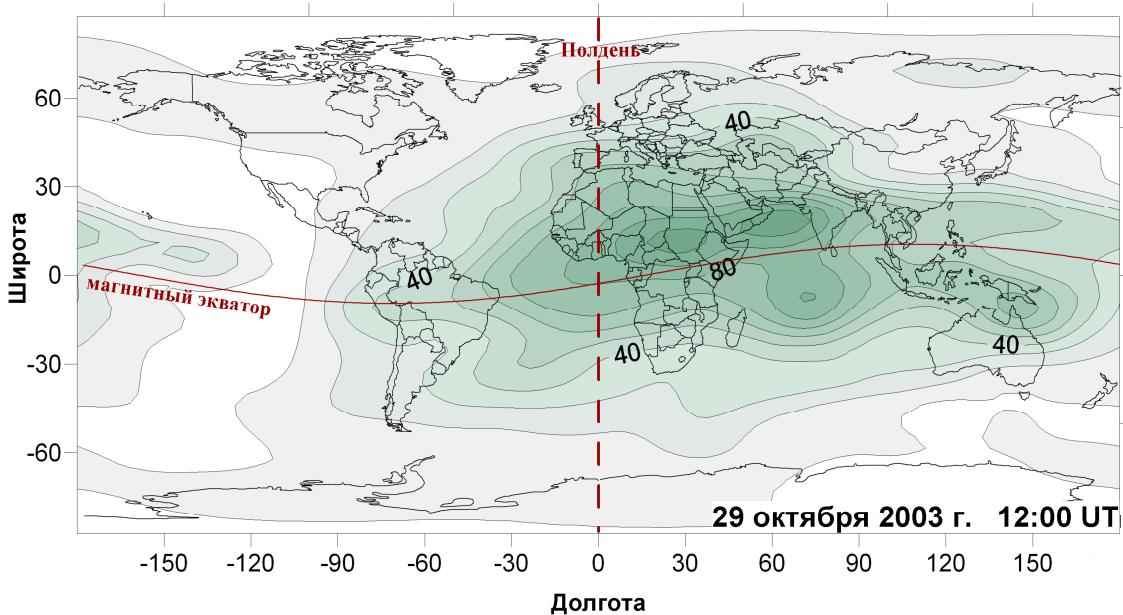


Рисунок 1.5 – Глобальное распределение ПЭС 29.10.2003 в 12:00 UT, построенное по технологии GIM.

В одном файле IONEX хранятся глобальные карты ПЭС и карты СКО ПЭС за одни сутки. Стандартное временное разрешение карт – 2 ч. Карты задают ПЭС в диапазоне $\pm 180^\circ$ по долготе (с шагом 5°) и от $\pm 87.5^\circ$ по широте (с шагом 2.5°). Можно считать, что в IONEX-файлах ПЭС и СКО ПЭС записаны в узлах элементарной ячейки (GIM-ячейки) [13], стороны которой ориентированы на восток и на север. Длина d_E стороны ячейки вдоль долготы зависит от широты, на которой расположена ячейка: $d_E \approx 436$ км для широты 40°N . Длина d_N стороны ячейки вдоль широты не зависит от широты расположения ячейки: $d_N \approx 277.8$ км. Максимально возможное число GIM-ячеек составляет 5184.

Расчет глобальных карт ПЭС и запись их в формат IONEX производят различные научные центры, например: Geodetic Survey Division of Natural Resources Canada (EMRC, URL: <http://www.nrcan-rncan.gc.ca>), Center for Orbit Determination in Europe, University of Berne, Switzerland (CODG, URL: <http://www.cx.unibe.ch>), Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology (JPLG, URL: <http://www.jpl.nasa.gov>), Grup Universitat Politecnica de Catalunya

(UPCG, URL: <http://www.upc.es>). IONEX-файлы, содержащие глобальные карты ПЭС, доступны на сайте (URL: <ftp://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/ionex>).

Индекс возмущенности ПЭС. В работе [53] предложена специальная процедура нормировки карт ПЭС к фоновым условиям, которая дает возможность выделять возмущения в распределениях ПЭС. С этой целью авторы [53] ввели индекс возмущенности ПЭС:

$$A = [(I_{AV}^1 - I_{AV}^0) / I_{AV}^0] \cdot 100\%, \quad (1.21)$$

где: I_{AV}^1 – абсолютное вертикальное ПЭС в возмущенных условиях, I_{AV}^0 – абсолютное вертикальное ПЭС в спокойных условиях.

Аналогично картам ПЭС могут быть построены карты индекса возмущенности A . Такая возможность была использована в диссертации для обнаружения крупномасштабных волновых возмущений ПЭС, вызванных магнитной бурей 29.10.2003, по данным карт GIM [54]. Результаты этого исследования обсуждаются в разделе 3.1.3.

Глава 2. GPS-детектор ионосферных возмущений

Для детектирования и изучения ионосферных возмущений в ИСЗФ СО РАН под руководством профессора Э.Л. Афраймовича и при активном участии автора разработан аппаратно-программный комплекс, основанный на обработке данных двухчастотных приемников GPS [33, 35, 55-57]. Комплекс представляет собой новое средство дистанционного зондирования – GPS-детектор ионосферных возмущений, который обеспечивает непрерывность наблюдений, высокую чувствительность и пространственно-временное разрешение, технологичность обработки данных. В состав комплекса входят: сеть приемников GPS, сервер базы данных GPS-измерений, разработанный в ИСЗФ СО РАН программный комплекс GLOBDET. Сеть приемников GPS служит источником данных, которые хранятся на сервере базы данных GPS. В комплексе GPS-детектора может использоваться как глобальная сеть приемников GPS с сервером SOPAC (п. 1.2.4), так и любая региональная GPS-сеть. Программный комплекс GLOBDET на основе обработки данных, полученных с сервера GPS, выполняет выделение и определение параметров ионосферных возмущений. С помощью разработанного комплекса в 1997-2012 гг. выполнен большой объем исследований ионосферных возмущений, вызванных солнечными затмениями и солнечными вспышками, геомагнитными бурями, землетрясениями, тропическими циклонами, запусками ракет и др.

2.1. Характеристики наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для изучения ионосферных возмущений

2.1.1. Характеристики сети приемников GPS/ГЛОНАСС

Накопленный опыт исследования ионосферных возмущений сигналами GPS позволил автору оценить параметры и сформулировать основные принципы организации наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы. Разработанные принципы легли в основу проекта региональной сети наземных двухчастотных приемников GPS/ГЛОНАСС, разворачиваемой ИСЗФ СО РАН на территории Сибири. Очевидно, что выбор параметров сети определяется как задачами детектирования ионосферных возмущений с определенными характеристиками, так и техническими, экономическими возможностями.

Наиболее важными параметрами сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенной для мониторинга ионосферных возмущений, являются чувствительность,

пространственное и временное разрешение. Эти параметры задают спектр ионосферных неоднородностей, которые могут быть зарегистрированы с помощью данной сети приемников. Следует отметить, что интегральный характер ПЭС позволяет изучать, главным образом, горизонтальные пространственные характеристики ионосферных неоднородностей: горизонтальный пространственный масштаб, горизонтальную протяженность фронта, горизонтальную скорость распространения.

Чувствительность наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС. Чувствительность определяет возможность обнаружения определенных возмущений ПЭС на уровне фоновых флюктуаций. Чувствительность сети приемников GPS/ГЛОНАСС определяется выбором вида измерений в приемнике.

Как отмечалось в пп. 1.2.1, 1.2.4, навигационные измерения в системах GPS/ГЛОНАСС производятся на одной (одночастотный режим) или на двух (двуухчастотный режим) несущих частотах с использованием либо набега фазы радиоволны (фазовые измерения), либо времени распространения сигнала (кодовые измерения). Точность фазовых измерений (0.002 м) существенно выше, чем кодовых (0.3-3 м) [38]. ПЭС в ионосфере может быть рассчитано по двухчастотным фазовым или кодовым навигационным измерениям, а также с помощью одновременных фазовых и кодовых измерений на одной частоте. Наименьшую ошибку регистрации вариаций ПЭС (при интервале усреднения 30 с ошибка расчета ПЭС не превосходит 0.01 TECU) обеспечивают фазовые измерения на двух частотах, хотя абсолютное значение ПЭС при этом остается неизвестным. Анализ характеристик ионосферных возмущений, приведенных в Таблице 1.1, показывает, что такая точность достаточна для эффективной регистрации всех основных типов ионосферных возмущений как естественного (магнитные бури, солнечные вспышки, прохождение солнечного терминатора, метеорологические явления, землетрясения и т.д.), так и техногенного (запуски ракет, взрывы, нагрев ионосферы и т.д.) происхождений. Уровень шума при определении ПЭС с помощью других видов измерений достаточно высок: 0.1 TECU для кодово-фазовых измерений на одной частоте; несколько TECU для двухчастотных кодовых измерений (п. 1.2.4). Это существенно затрудняет выделение возмущений ПЭС. Кодово-фазовые измерения на одной частоте позволяют регистрировать лишь достаточно сильные вариации ПЭС (КМ ПИВ, СМ ПИВ), которые возникают, например, во время мощных магнитных бурь. С помощью кодовых измерений на двух частотах возможно выделение только очень сильный возмущений ПЭС (КМ ПИВ). В тоже время, кодовые измерения обеспечивают расчет абсолютного значения ПЭС. Это позволяет применять данный метод для мониторинга фонового распределения ионизации и ее динамики, изучения крупномасштабных структур в ионосфере (главный ионосферный провал, экваториальная аномалия ионизации и т.п.). Учитывая вышеизложенное, расчет ПЭС в сети

приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначеннной для мониторинга ионосферных возмущений, должен выполняться по данным двухчастотных фазовых измерений.

Пространственное разрешение наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС.

Пространственное разрешение наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС определяется расстоянием между приемниками на поверхности Земли, т.е. количеством приемников в сети. Пространственное разрешение может варьироваться в очень широких пределах: от нескольких метров до тысяч километров. Количество приемников в сети определяется задачами исследований, а также техническими и экономическими возможностями. Мировой тенденцией в данном направлении является активный рост региональных сетей плотного покрытия территорий наземными станциями ГНСС. В Таблице 2.1 приведены данные о числе станций и среднем расстоянии между ними для различных региональных сетей приемников GPS. Среднее расстояние между станциями рассчитывалось, как $a = \sqrt{S/N}$, где S - площадь территории, N - число GPS-станций на этой территории. Лидирует в данной области Япония: в развернутой на ее территории сети из 1200 станций расстояние между приемниками не превышает 20 км. В остальных регионах (за исключением России) среднее расстояние между приемниками составляет 56 км. Страны Евросоюза, США, Япония, Китай, Бразилия и другие страны Латинской Америки, Корея, Австралия ведут целенаправленную работу по увеличению плотности сетей GPS-станций на своих территориях.

Таблица 2.1 – Плотность сетей наземных станций GPS в различных регионах

Страны/штаты	Площадь территории, км ²	Число GPS-станций	Среднее расстояние между станциями, км
Россия	17100000	~100 150-200*	414 338-292*
Китай	9600000	2500	62
США	9400000	~1000	97
Евросоюз	4900000	187 870*	51 24*
Япония	378000	1200	18
Германия	357000	250	38
Италия	301000	130	48

* - планируемые

В основе мониторинга ионосферных возмущений с помощью наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС лежит метод разнесенного приема. Данный метод обеспечивает возможность рассчитать характеристики движения ионосферных неоднородностей. В применении к трансионосферному зондированию данный метод базируется на принципе подобия временных вариаций ПЭС, зарегистрированных одновременно в трех (или более) пространственно разнесенных приемных пунктах. Для сохранения статистической связи между флюктуациями ПЭС расстояние между соседними приемными пунктами должно составлять около половины

характерного горизонтального масштаба L неоднородности [58]. Тогда, согласно Таблице 1.1, среднее расстояние между приемниками 18 км, достигнутое в Японии, позволяет определять характеристики всех основных типов ионосферных возмущений, кроме ММ ПИВ и частично ПМ ИН. На территориях США, Европы, Китая могут детектироваться КМ ПИВ, частично СМ ПИВ, УАВ, ВИВ.

В России небольшое количество станций GPS/ГЛОНАСС позволяет определять динамические характеристики лишь крупномасштабных возмущений, возникающих в результате мощных магнитосферных бурь и солнечных вспышек. Мониторинг наиболее интересных СМ ПИВ, ПМ ИН, УАВ, сопровождающих не только естественные (землетрясения, грозы, циклоны и т.д.), но и техногенные (взрывы, запуски ракет, нагревные эксперименты) воздействия на ионосферу в настоящее время возможен лишь на отдельных территориях РФ, где сформировались региональные сети (п. 2.1.2). Таким образом, существует острая необходимость многократного увеличения числа действующих GPS/ГЛОНАСС приемников и построения плотной сети станций на территории РФ.

Как следует из Таблицы 1.1, для расчета параметров движения ММ ПИВ расстояние между приемными пунктами должно составлять 50-500 м. Чтобы достичь пространственного разрешения 500 м, Японии, например, потребуется увеличить количество приемников на своей территории в 1000 раз. Кроме необходимости приобретения огромного числа дополнительных приемников, такое увеличение приведет к гигантскому росту получаемой информации, обработка и хранение которой в настоящее время вызовет серьезные трудности. Очевидно, что даже для передовых стран создание сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, которые обеспечили бы возможность регистрации движений ММ ПИВ, является делом отдаленного будущего. На современном этапе представляется нецелесообразным рассчитывать пространственное разрешение сети приемников GPS/ГЛОНАСС с учетом определения динамических характеристик ММ ПИВ. Выбор пространственного разрешения 10-15 км дает возможность проводить картирование и рассчитывать параметры движения всех основных типов ионосферных возмущений, кроме ММ ПИВ. В тоже время мониторинг и изучение ММ ПИВ, приводящих к ухудшению качества функционирования ГНСС, необходимы. Для этого следует предусмотреть возможность регистрации ММ ПИВ, как локальных явлений, на каждом приемнике сети, что дает возможность выявить частоту их появления, морфологию, суточную и сезонную изменчивость для каждого региона. Возможность регистрации ММ ПИВ отдельным приемником определяется его временным разрешением (см. ниже). Вблизи особых объектов (морские гавани, аэропорты, космодромы, нагревные стенды), где перемещение ММ ПИВ представляет интерес, для мониторинга их движения могут быть развернуты специализированные многоантенные приемники с расстоянием между антеннами 10-100 м.

Временное разрешение наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС. Временное разрешение сети задается частотой вывода данных приемниками GPS/ГЛОНАСС и является одним из важнейших параметров в экспериментальных наблюдениях. С одной стороны, временное разрешение задает минимальный период возмущений, которые могут быть зарегистрированы в ходе измерений. С другой стороны, от значения этого параметра напрямую зависит объем получаемой информации, который, в свою очередь, определяет требования к каналам связи и аппаратурному оснащению центров хранения данных. В связи с этим вопрос выбора частоты измерений имеет первостепенное значение при организации мониторинга ионосферных возмущений с помощью наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС.

Относительно недавно для крупных международных сетей GPS стандартным считалось временное разрешение данных 30 с (частота измерений ~ 0.033 Гц). Однако, в последние годы такое низкое разрешение перестало удовлетворять возросшие практические потребности. Многие региональные сети перешли на частоту измерений 1 Гц (временное разрешение данных 1 с) в режиме непрерывного мониторинга и увеличивают частоту измерений до 10 Гц (и выше) во время специальных экспериментов. Современные приемники могут обеспечить вывод данных с частотой до 100 Гц.

Согласно соотношению Найквиста минимальный период T_{\min} возмущения, которое может быть зарегистрировано при периоде дискретизации данных Δ , равен 2Δ [59]. При этом на каждый период приходится два временных отсчета, кроме того, предполагается, что возмущение имеет синусоидальный (волновой) характер. На практике для уверенного выделения возмущения требуется 4-5 временных отсчетов на период.

Как следует из Таблицы 1.1, временное разрешение данных $\Delta=30$ с обеспечивает регистрацию всех возмущений, кроме ММ ПИВ и ПМ ИН. Использование 30-с отсчетов в технологии GPS-зондирования ионосферы способствовало существенному прогрессу в изучении ионосферных возмущений, дав возможность получить уникальный по объему материал о реакции ионосферы на солнечные вспышки, землетрясения, взрывы, запуски космических аппаратов. Однако УАВ (особенно от взрывов и слабых землетрясений) часто исследовались на пределе временного разрешения. Частота измерений 1 Гц заметно расширяет возможность изучения отклика ионосферы на УАВ, а также позволяет регистрировать ММ ПИВ и ПМ ИН. Для наблюдения наиболее интересных эффектов в ионосфере (нагревные эксперименты, запуски космических аппаратов и т.п.), а также для изучения амплитудных мерцаний, приводящих к деградации радиосигналов (уменьшению отношения сигнал/шум), сбоям и снижению точности позиционирования, необходимо проводить измерения с более высоким временным разрешением (частота дискретизации 10-50 Гц), которое дает возможность выявлять тонкую структуру возмущений.

Временное разрешение данных является одним из главных факторов, определяющих объем информации, которую получает приемник в течение суток. Кроме временного разрешения объем получаемой информации зависит от количества измеряемых параметров (кодовые/фазовые измерения, одно/двухчастотный режим, число наблюдаемых ИСЗ и т.д.) и формата записи данных. В практике ГНСС-измерений используется несколько форматов данных. Приемник записывает данные во внутренние файлы (бинарные файлы). Структура внутренних файлов специфична для каждого типа приемников. Для хранения и обмена информацией используется международный стандарт RINEX (п. 1.3.2). Кроме того, для уменьшения объема информации применяется сжатие RINEX-файлов (как стандартными утилитами архивации, так и специальными процедурами).

В Таблице 2.2 приведены экспериментальные оценки среднего объема файлов данных, получаемых за сутки приемником при выполнении двухчастотных фазовых и кодовых измерений по всем доступным на сегодняшний день навигационным спутникам GPS и ГЛОНАСС. Оценки для частот измерений 0.033 и 1 Гц получены на основе имеющегося опыта измерений для приемника, принимающего только сигналы GPS; для частот 10, 50 Гц – для совмещенного приемника GPS/ГЛОНАСС.

Таблица 2.2 – Оценка объема данных, получаемых приемником в течение суток

Частота измерений, Гц	Период дискретизации данных, с	Принимаемые сигналы	Объем внутреннего файла приемника, Мб	Объем RINEX-файла, Мб	Объем сжатого RINEX-файла, Мб
~0.033	30	GPS	1.5	2.8	0.3-0.6
1	1	GPS	45	85	9-18
10	0.1	GPS и ГЛОНАСС	1500	2250	750*
50	0.02	GPS и ГЛОНАСС	7500	11250	3750*

* - сжатие только стандартными утилитами архивации (ZIP)

Согласно Таблице 2.2, приемник GPS, ведущий наблюдения в режиме непрерывного мониторинга с частотой измерений 1 Гц получает за сутки 45 Мб информации. При проведении совмещенных GPS/ГЛОНАСС наблюдений объем возрастет до 150-200 Мб. За год объем информации составит около 17 Гб (только GPS) и около 70 Гб (GPS/ГЛОНАСС). При современном уровне развития средств хранения информации такие объемы данных являются вполне приемлемыми. Наличие линии связи с пропускной способностью 2 Мбит/с между пунктом наблюдения и центром хранения данных может обеспечить передачу получаемых приемником данных в режиме реального времени.

Таким образом, для организации непрерывного мониторинга ионосферных возмущений наиболее оптимальным в настоящее время является проведение измерений с частотой 1 Гц. С

одной стороны регулярные 1-секундные измерения обеспечивают регистрацию всех основных типов неоднородностей ионосферной плазмы, с другой ограничивают объем получаемых данных разумными пределами. В тоже время возможно проведение отдельных серий экспериментов с более высоким временным разрешением (10-50 Гц) для регистрации прежде всего техногенных воздействий на ионосферу.

Если минимальный период возмущений, которые могут быть зарегистрированы в ходе измерений, задается временным разрешением данных, то максимальный период определяется длиной ряда наблюдений [59]. Навигационный спутник находится в зоне радиовидимости приемника в среднем в течение 5-6 ч (300-360 мин). Максимальный период возмущений равен половине длине ряда наблюдений и составляет 2.5-3 ч (150-180 мин). Согласно Таблице 1.1, это позволяет детектировать все основные типы возмущений вплоть до крупномасштабных. Изучение долговременных трендов ионосферной плазмы (суточные, сезонные, в цикле солнечной активности) требует особых технологий сшивки временных рядов ПЭС, полученных отдельным приемником, либо может проводиться с использованием карт GIM (п. 1.2.6).

2.1.2. Особенности организации мониторинга ионосферных возмущений с помощью ГНСС на территории России

При организации российской системы мониторинга ионосферных возмущений с помощью наземных сетей приемников ГНСС необходимо учитывать территориальные, демографические, технологические, экономические особенности РФ.

ГНСС ГЛОНАСС. В настоящее время Россия владеет одной из двух функционирующих в мире ГНСС второго поколения. Российская система ГЛОНАСС служит альтернативой американской GPS. Очевидно, что при формировании системы мониторинга ионосферных возмущений с помощью наземных сетей ГНСС на территории РФ необходимо ориентироваться на использование не только системы GPS, но и ГЛОНАСС. Это увеличит объем получаемой геофизической информации, повысит надежность измерений, обеспечит независимость системы мониторинга от возможного ограничения/отключения доступа к системе GPS правительством США, а также будет способствовать развитию российской навигационной системы ГЛОНАСС. Но, если в конце 90-х говорить об использовании ГЛОНАСС в ионосферных исследованиях можно было только теоретически, то в настоящее время для этого появились технические возможности.

Как известно, в период с 1998 по 2002 гг. развертывание системы ГЛОНАСС было приостановлено. Однако, в последнее десятилетие развитие и эффективное использование ГЛОНАСС является одной из приоритетных задач российской экономики. С 2002 г. в стране

действует Федеральная целевая программа (ФЦП) "Глобальная навигационная система", координатором которой выступает Федеральное космическое агентство (Роскосмос) (URL: <http://www.federalspace.ru>). Программа предполагает развитие как космического, так и наземного (пользовательского) сегментов ГЛОНАСС. В результате выполнения ФЦП формирование спутниковой группировки ГЛОНАСС близко к завершению: по данным на январь 2014 г. на орбиту выведено 28 навигационных спутников (URL: <http://www.glonass-ianc.rsa.ru>).

Важным является и тот факт, что если изначально планировалось использовать ГЛОНАСС только для нужд обороны, то сейчас ГЛОНАСС позиционируется как государственная система, предназначенная не только для Министерства обороны, но и для гражданских потребителей. Согласно Указу Президента Российской Федерации доступ к гражданским навигационным сигналам системы ГЛОНАСС предоставляется российским и иностранным потребителям на безвозмездной основе и без ограничений (URL: <http://rniiikp.ru>).

Наконец, в последние 4-5 лет кардинально изменилась ситуация с навигационными приемниками. Развитие ГЛОНАСС и разработка других, альтернативных GPS, ГНСС (европейская Galileo, китайская BeiDou-2, индийская IRNSS, японская QZSS) привело к появлению на мировом рынке нового поколения многосистемных приемников, ознаменовавшего прорыв в технологиях навигационных измерений. До середины 2000 гг. максимальное количество каналов приемника не превышало 15, совмещенные приемники GPS/ГЛОНАСС были редкостью. Приемники нового поколения, использующие передовые технологии и оснащенные большим количеством каналов (более 50), могут принимать все сигналы не только уже существующих спутниковых систем GPS и ГЛОНАСС, но и разрабатываемых ГНСС. Для новых приемников вместо термина "приемник GPS" используют термин "приемник GNSS" (от Global Navigation Satellite System). Лидируют в производстве приемников нового поколения фирмы Trimble (приемник Trimble NetR9), Javad (приемники серии Triumph: Triumph, Alpha, Delta, Sigma, GISmore), Topcon (приемник Topcon NET-G3), NovAtel (приемники на платформе OEM6), Leica (приемник Leica GS 15). В соответствии с ФЦП "Глобальная навигационная система" активно ведется разработка отечественной конкурентоспособной навигационной потребительской аппаратуры и создание условий для ее внедрения на российский и международный рынки. Разработкой и производством современных приемников занимаются НИИ Космического приборостроения, КБ Навис, фирмы "М2М телематика", "Геостарнавигация" и др.

Сложность использования ГЛОНАСС в системе геофизического мониторинга заключается в том, что пока в мировой практике ионосферных измерений почти нет опыта работы с приемниками, принимающими сигналы ГЛОНАСС. Для расчета ПЭС и координат

навигационных ИСЗ по сигналам ГЛОНАСС необходима разработка специальных алгоритмов и программ, учитывающих особенности системы ГЛОНАСС. В ИСЗФ СО РАН активно ведутся работы в этом направлении. В настоящее время проходят тестовые испытания программы для расчета ионосферных параметров по навигационным измерениям ГЛОНАСС. Очевидно, что работы в данном направлении необходимо продолжать, т.к. использование ГЛОНАСС для организации системы мониторинга ионосферных возмущений соответствует приоритетным направлениям развития высоких технологий в российской экономике.

Территориальные и демографические особенности РФ. Россия - крупнейшая по площади страна мира. Площадь ее территории составляет более 17 млн. кв. км, что почти в 2 раза превышает площадь территории США и Китая, в 3.5 раза – территорию стран Евросоюза и в 45 раз – площадь территории Японии (Таблица 2.1). Для построения достаточно плотной сети станций на такой территории требуется очень большое количество приемников. Чтобы получить сеть с расстоянием между станциями 56 км (средний показатель, достигнутый сейчас в различных странах) в России необходимо развернуть около 5500 приемников. Для сравнения: 1200 станций в Японии обеспечивают пространственное разрешение 18 км. К настоящему моменту на территории РФ в непрерывном режиме функционирует около 100 стационарных станций (Рисунок 2.1). Станции международной сети IGS (11 станций, URL: <http://sopac.ucsd.edu>) и сети компании НАВГЕОКОМ (31 станция, URL: <http://www.navgeocom.ru>) охватывают всю территорию РФ. Несколько региональных геодинамических сетей действует на Дальнем Востоке РФ (общее число станций более 50). Кроме того на полигонах ряда институтов и ВУЗов РФ функционируют отдельные приемники GPS, работающие, как правило, в эпизодическом режиме. Очевидно, что при развитии системы мониторинга с помощью наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС на территории России приоритетным является более плотное размещение приемников вблизи зон и объектов, представляющих повышенный интерес: районы высокой сейсмичности (п-ов Камчатка, о. Сахалин, Байкальская рифтовая зона), высокоширотные области (Кольский п-ов, п-ов Таймыр, Чукотка), нагревные стенды (HAARP, Аляска, США; EISCAT, Тромсе, Норвегия; Сура, Н. Новгород, РФ), а также организация меридиональных и широтных цепочек станций для мониторинга перемещения КМ ПИВ.

К важным особенностям России относятся неравномерная заселенность ее территории и неравномерная оснащенность современными линиями связи различных регионов. Согласно данным Федеральной службы государственной статистики РФ (URL: <http://www.gks.ru>; URL: <http://www.gis.gks.ru>) и Института демографии ГУ ВШЭ (URL: www.hse.ru; URL: <http://www.demoscope.ru>), основная часть населения РФ сконцентрирована в Европейской части страны, на юге Сибири и Дальнего Востока (Рисунок 2.1). Наиболее плотно заселены и урбанизированы западная и центральная части Европейской России. В этих районах расположены

крупнейшие города, промышленные и научные центры. Создание пунктов наблюдений для размещения GPS/ГЛОНАСС приемников в больших городах (например, в научно-исследовательских институтах, ВУЗах, обсерваториях и т.п.) является наиболее простым: здесь нетрудно найти подходящее помещение, имеются необходимые инфраструктура и линии связи.

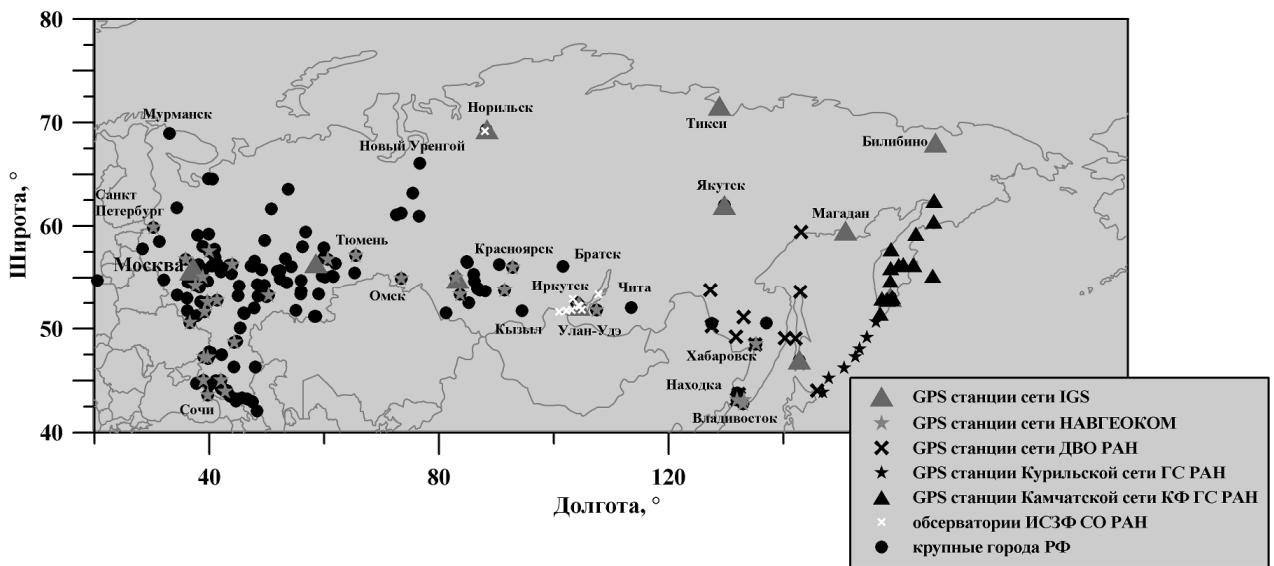


Рисунок 2.1 – Сети стационарных GPS-станций на территории РФ. Точкаами показаны крупные города.

В Сибири и на Дальнем Востоке, площадь которых составляет почти 3/4 территории России, проживает менее четверти населения страны. Население здесь сосредоточено, главным образом, вдоль Транссибирской железной дороги (Рисунок 2.1). Значительные территории на востоке и северо-востоке РФ отличаются низкой плотностью населения и малым количеством населенных пунктов. Для этих регионов характерна также гораздо более слабая оснащенность современными линиями связи, в некоторых (особенно северных) районах могут возникать проблемы с электропитанием. Приемники GPS/ГЛОНАСС не требуют строительства специальных полигонов, тем не менее, для их размещения необходимы оборудованные отапливаемые помещения. Температурный режим северных и северо-восточных регионов, где температура зимой может опускаться ниже -40°C , не позволяет размещать приемники на открытом воздухе. Таким образом, слабая заселенность восточных и северо-восточных районов РФ создает дополнительные трудности при организации наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС в этих регионах, связанные с выбором пунктов размещения приемников. Решением проблемы может стать размещение приемников на полигонах/обсерваториях научно-исследовательских институтов и научных центров (НЦ), а также на метеорологических станциях Росгидромета РФ, сеть которых охватывает всю территорию России. Примерами могут служить Курильская региональная сеть приемников GPS Геофизической службы РАН (ГС РАН), Камчатская сеть приемников GPS (КАМНЕТ) Камчатского

филиала ГС РАН, Геодинамическая сеть ДВО РАН, Байкальский геодинамический полигон в Иркутском НЦ СО РАН, сеть обсерваторий ИСЗФ СО РАН (Рисунок 2.1), приемники в обсерваториях ИПА РАН, а также в ИДГ РАН и МГУ. Организация системы наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на сети метеорологических станций планируется в рамках ФЦП "Создание и развитие системы мониторинга геофизической обстановки над территорией Российской Федерации на 2008-2015 годы".

Региональная сеть приемников GPS/ГЛОНАСС. Учитывая описанные выше территориальные и демографические особенности РФ оптимальным вариантом для формирования национальной системы наземных приемников GPS/ГЛОНАСС представляется организация региональных сетей. Целесообразным является также ориентация региональной сети на возможность проведения нескольких видов исследований: ионосферных, геодинамических, геодезических.

Региональная сеть должна обеспечить размещение приемников GPS/ГЛОНАСС в пунктах наблюдений и поэтапное наращивание их количества; проведение непрерывных измерений; создание регионального центра данных (РЦД) с открытым (или частично открытым) доступом для научного сообщества и заинтересованных потребителей. Общая схема сбора и передачи геофизической информации в региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС имеет вид, представленный на рисунке 2.2. Данные измерений, полученные на пунктах наблюдений, по каналам связи передаются в региональный центр данных, где производится их обработка, организуется хранение и обеспечивается доступ к ним заинтересованных пользователей.

На наземном пункте наблюдений региональной сети GPS/ГЛОНАСС выполняются непрерывные измерения параметров радиосигналов навигационных спутников GPS/ГЛОНАСС; полученные данные по каналам связи передаются в региональный центр данных. Пункт расположения приемника должен удовлетворять следующим требованиям: наличие источника электроэнергии, наличие каналов связи (через Интернет или курьером), наличие обслуживающего персонала, отсутствие помех в полосе частот GPS/ГЛОНАСС, отсутствие преград для приема радиолучей (гор, строений и т.д.).



Рисунок 2.2 – Общая схема организации сбора и передачи геофизической информации в региональной сети приемников GPS/ГЛОНАСС.

Измерения на пункте наблюдений производятся приемником GPS/ГЛОНАСС, соединенным с компьютером (регистрирующий компьютер) для накапливания и передачи данных. Требования к приемнику определяются характером ионосферных измерений. Приемник должен обеспечивать: прием сигналов как GPS, так и ГЛОНАСС (совмещенный приемник GPS/ГЛОНАСС); прием сигналов всех навигационных спутников GPS/ГЛОНАСС, находящихся в зоне его радиовидимости (многоканальный приемник); прием на двух рабочих частотах GPS/ГЛОНАСС и выполнение фазовых измерений (двухчастотный фазовый приемник); проведение измерений с частотой 1-50 Гц. Приемник должен отличаться простотой в эксплуатации и технической поддержки. Из большого количества предлагаемых моделей для оснащения пункта наблюдений сети GPS/ГЛОНАСС можно выделить следующие приемники, которые более всего удовлетворяющих указанным условиям: Trimble NetR9, Topcon NET-G3, GSV 4004B GISTM (на базе NovAtel Euro-3M), Javad Alpha-G3T, Javad Delta-G3T, Javad Sigma-G3T.

Компьютер осуществляет прием файлов измерений с приемника ГНСС, организует их временное хранение до передачи в РЦД, а также осуществляет передачу файлов в РЦД, если имеется линия связи. Объем получаемых приемником данных зависит от режима работы приемника: времени работы, частоты записи данных, количества измеряемых параметров. Регистрирующий компьютер должен быть оснащен жестким диском (HDD-диск) с объемом, достаточным для хранения данных, получаемых приемников в течение как минимум нескольких суток (см. Таблицу 2.2).

Данные, полученные на пункте наблюдений, могут пересылаться в РЦД либо курьером на магнитных и оптических носителях (режим постобработки), либо по каналам связи и Интернет (в режиме реального/квазиреального времени). Представляется целесообразным организовать передачу в РЦД бинарных файлов, т.к. эти файлы имеют меньший объем и содержат больше информации, по сравнению с RINEX-файлами.

В региональном центре данных производится сбор данных со всех приемников региональной сети, преобразование данных из внутреннего формата приемника в международный стандарт RINEX, осуществляется хранение данных, организуется доступ к данным. РЦД должен поддерживать непрерывную связь со всеми пунктами наблюдений региональной сети с целью контроля их функционирования, а также обеспечивать связь с другими РЦД. Для выполнения этих задач РЦД должен иметь локальную вычислительную сеть (ЛВС), объединяющую управляющий компьютер, который получает данные с пунктов наблюдений, устройство хранения данных, рабочие станции, сервер, обеспечивающий доступ к данным через Интернет. Управляющий компьютер РЦД получает бинарные файлы с приемных пунктов, конвертирует их в международный формат RINEX, передает файлы в устройство хранения данных, где они записываются в специально организованную структуру директорий.

Файлы, находящиеся в устройстве хранения данных, предназначены для служебного пользования в РЦД, доступ к ним обеспечивается только внутри ЛВС РЦД. Данные в RINEX-формате, предназначенные для свободного использования, выкладываются на сервер РЦД, который обеспечивает доступ к ним через Интернет.

Для координации деятельности региональных сетей целесообразно создать Координационный совет, в состав которого должны войти представители заинтересованных организаций и ведомств (учреждений РАН, региональных отделений РАН, Росгидромета РФ, Геофизической службы РАН и др.). Координационный совет призван решать следующие задачи: выработка стратегии развития системы наземных приемников GPS/ГЛОНАСС; формирование единых для всей системы стандартов проведения непрерывных измерений и хранения данных; определение политики доступа к данным заинтересованных потребителей; координаирование специальных экспериментов по детектированию возмущений, вызванных конкретными естественными или техногенными источниками; организация единого сайта системы, отражающего деятельность системы мониторинга и обеспечивающего доступ к открытым данным через Интернет.

2.1.3. Организация наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири

В целях организации комплексного непрерывного геофизического мониторинга ионосферы, в ИСЗФ СО РАН в 2011 г. начато развертывание на территории Сибири региональной сети наземных двухчастотных приемников GPS/ГЛОНАСС. Учитывая, что измерения, выполненные приемником GPS/ГЛОНАСС, могут применяться для различных задач, предусматривается возможность использования полученных данных для геодинамических исследований, что существенно расширит возможности сети и обеспечит изучение литосферно-ионосферных взаимодействий. Планируемое размещение приемных станций показано квадратами на рисунке 2.3а. Треугольниками на рисунке 2.3а показаны функционирующие на территории Сибири GPS-станции, входящие в международную геодинамическую сеть IGS.

Проект наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС ИСЗФ СО РАН. Пункт, в котором может быть расположен приемник GPS, должен удовлетворять ряду требований. Эти требования обусловлены необходимостью обеспечения непрерывного режима наблюдений, работоспособности и сохранности приемника. Одним из условий, влияющих на выбор пункта размещения приемника, должна служить возможность наблюдения максимального числа НИСЗ. Антенну необходимо размещать таким образом, чтобы препятствия, которые могут находиться между спутником и приемником, не мешали регистрации сигнала для углов места, превышающих некоторое пороговое

значение (в ионосферных исследованиях за величину этого порога обычно принимается угол в 10°). Проведение геодинамических исследований требует устанавливать antennу в стабильных грунтах на коренных породах. Существенное влияние на стабильность приема навигационного сигнала оказывает электромагнитное окружение. В области работы приемных станций GPS/ГЛОНАСС не должно находиться мощных передатчиков радиосигнала частот, близких к частотам спутниковых навигационных систем GPS, ГЛОНАСС. Принимая во внимание выполнение необходимых условий, установка постоянно действующих приемников GPS/ГЛОНАСС будет проводиться, главным образом в обсерваториях ИСЗФ СО РАН, отвечающих вышеприведенным требованиям. Кроме того, рассматривается возможность организации пунктов GPS/ГЛОНАСС измерений на крупных метеостанциях региона.

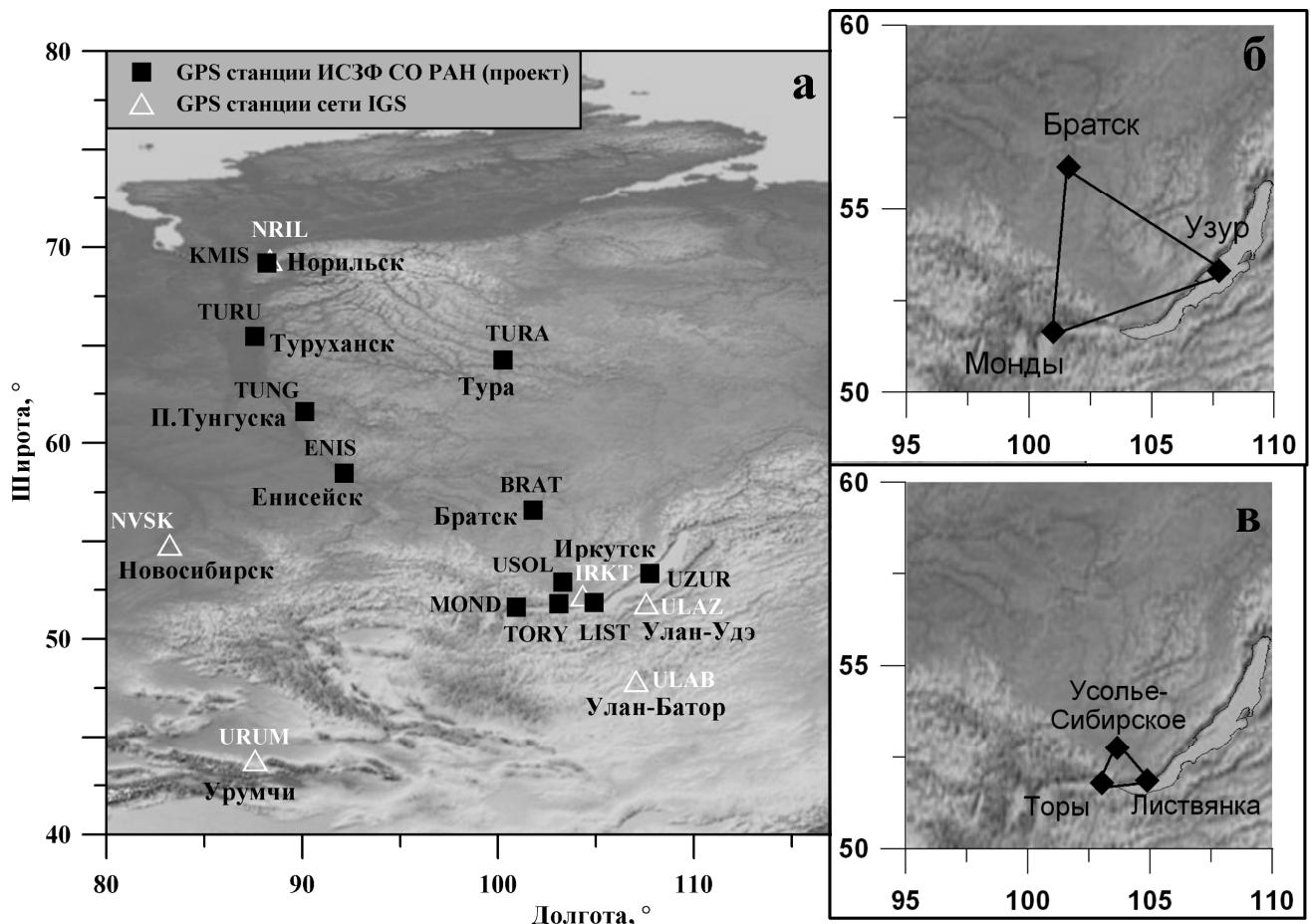


Рисунок 2.3 – Действующая сеть GPS-станций IGS и планируемое в ИСЗФ СО РАН размещение приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири.

Как показано в п. 2.1.1, конфигурация сети определяется характером исследуемых с помощью данной сети объектов. Размещение приемников в Сибирском регионе будет производиться с учетом использования сети для исследования неоднородностей различных масштабов. В составе сети, по своему назначению, условно можно выделить три сегмента.

Для исследования крупномасштабных ионосферных неоднородностей с характерным размером порядка 1000 км предполагается организовать большой измерительный треугольник в Прибайкалье: Монды – Братск – Узур (MOND-BRAT-UZUR). Карта станций первого сегмента представлена на рисунке 2.3б. Приемники GPS/ГЛОНАСС будут размещены в обсерваториях ИСЗФ СО РАН, расположенных в п. Монды, г. Братске, п. Узур (о. Ольхон). Такое расположение станций позволяет с помощью разработанных в ИСЗФ СО РАН методов рассчитать горизонтальную скорость и азимут перемещения ПИВ по записям вариаций ПЭС в трех разнесенных в пространстве пунктах. Станции этого сегмента образуют элементарный GPS-интерферометр. Расстояния между отдельными пунктами большого измерительного треугольника представлены в левой части Таблицы 2.3.

Для исследования среднемасштабных ионосферных неоднородностей с характерным размером около 250 км планируется организовать малый измерительный треугольник в Прибайкалье (Рисунок 2.3в): Торы – Усолье-Сибирское – Листвянка (TORY-USOL-LIST). Приемники GPS/ГЛОНАСС будут размещены в обсерваториях ИСЗФ СО РАН, расположенных в п. Торы, г. Усолье-Сибирское, п. Листвянка. Расстояния между отдельными пунктами малого измерительного треугольника приведены в правой части Таблицы 2.3. Как отдельно от станций первого сегмента, так и в совокупности с ними, данные станции будут использоваться для исследования неоднородностей с характерным масштабом от 250 км.

Таблица. 2.3 – Расстояния между измерительными пунктами

Трасса	Протяженность	Трасса	Протяженность
Братск – Монды	498 км	Усолье – Торы	115 км
Братск – Узур	506 км	Усолье – Листвянка	132 км
Монды – Узур	491 км	Торы – Листвянка	128 км

Третий сегмент региональной сети станций планируется разместить в высоких широтах (Рисунок 2.3а). Предполагается организовать меридиональную цепочку ГНСС-станций вдоль Енисея, в населенных пунктах Норильск (KMIS), Туруханск (TURU), Подкаменная Тунгуска (TUNG), Енисейск (ENIS). Расстояние между пунктами составит около 500 км. Данная цепочка даст возможность исследовать движение крупномасштабных ионосферных возмущений в меридиональном направлении в приполярных широтах. Кроме того, предполагается провести изыскательские работы о возможности размещения приемника GPS/ГЛОНАСС в п. Тура (TURA). Это обеспечило бы возможность организовать измерительные треугольники (Туруханск – П.Тунгуска – Тура; П.Тунгуска – Тура – Енисейск) для определения полного вектора горизонтальной скорости крупномасштабных возмущений. Расстояние между приемными пунктами в измерительных треугольниках составит около 600 км.

Высокоширотная сеть станций вместе с приемниками, установленными в Прибайкалье (Рисунок 2.3), при использовании разработанного в ИСЗФ СО РАН комплекса программ детектирования ионосферных возмущений (п. 2.2), позволит проводить исследования поведения ионосферы над обширным регионом в Западной и Восточной Сибири.

К настоящему времени установлены и функционируют в режиме непрерывных измерений 3 приемника на обсерваториях ИСЗФ СО РАН, составляющие малый измерительный треугольник TORY-USOL-LIST: в пп. Торы (приемник SigmaQ-G3D), Усолье-Сибирское (приемник Delta-G3T), Листвянка (приемник Delta-G3T). Установлены и ведут непрерывные измерения приемники в пунктах измерений MOND (п. Монды, приемник Delta-G3T) и UZUR (п. Узур, приемник Delta-G3T). Приемники выполняют групповые и фазовые измерения сигналов GPS, ГЛОНАСС с частотой 1 Гц (стандартный режим измерений). Кроме того тестовые измерения с частотой 50 Гц и тестирование программного обеспечения проводятся на приемнике Delta-G3T, установленном в здании ИСЗФ СО РАН.

Автоматический измерительный комплекс GPS/ГЛОНАСС ИСЗФ СО РАН. Станции сети GPS/ГЛОНАСС, создаваемой ИСЗФ СО РАН, оснащаются приемниками Delta-G3T и SigmaQ-G3D компаний Javad GNSS. Отметим, что оборудование Javad GNSS сертифицировано, разрешено к использованию на территории РФ, внесено в реестр средств измерений (URL: www.ugt.ur.ru). Под руководством автора разработан автоматический измерительный комплекс, в состав которого входят (Рисунок 2.4): внешняя антenna, приемник Delta-G3T (или SigmaQ-G3D), регистрирующий компьютер, программное обеспечение (ПО), источник бесперебойного питания (ИБП).

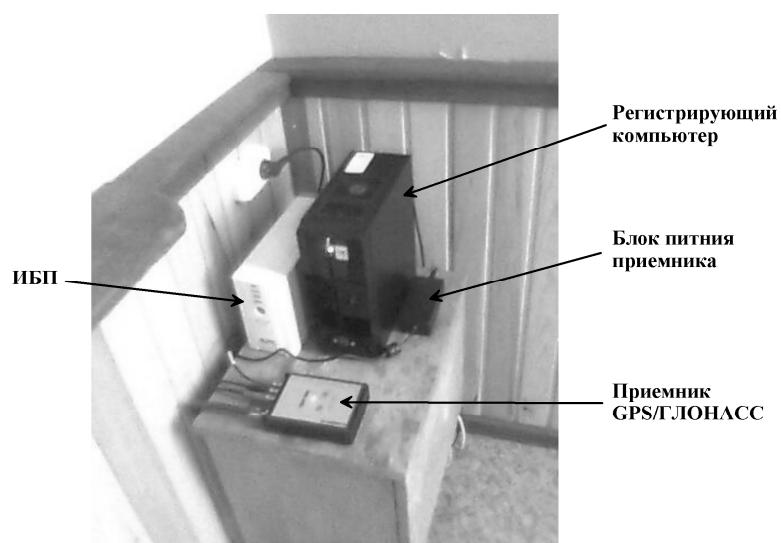


Рисунок 2.4 – Автоматический измерительный комплекс GPS/ГЛОНАСС на базе приемника Javad Delta-G3T.

Характеристики антенны. Для приема радиосигналов НИСЗ используются антенны RingAnt-G3T, которые представляют собой антенны типа Choke Ring. Технические характеристики антенны RingAnt-G3T приведены в Таблице 2.4. Антенна снабжена защитными радиопрозрачным колпаком конусообразной формы. Данные антенны обладают высокой стабильностью положения фазового центра и обеспечивают эффективное подавление шумов многолучевости в точке приема.

Таблица. 2.4 – Технические характеристики приемников GPS/ГЛОНАСС

Тип приемника	Javad Delta-G3T, модифицированный для проведения амплитудных измерений	Javad SigmaQ-G3D, модифицированный для проведения амплитудных измерений
Тип антенны	RingAnt-G3T	RingAnt-G3T
Прием сигнала на двух частотах	GPS L1/L2/L5, GLONASS L1/L2, Galileo E1/E5A, SBAS	GPS L1/L2, GLONASS L1/L2, Galileo E1, SBAS
Виды измерений	кодовые, фазовые, амплитудные	кодовые, фазовые, амплитудные
Количество одновременно обрабатываемых спутников	все видимые (216 каналов)	все видимые (216 каналов)
Частота измерений, Гц	0.03, 1, 5, 10, 20, 50	0.03, 1, 5, 10, 20, 50
Диапазон рабочих температур приемника, °C	-45 до +80	-30 до +55
Диапазон рабочих температур антенны, °C	-45 до +85	-45 до +85
Входное напряжение, В	10-30	10-30
Вес приемника, г	401	1330
Вес антенны, г	2700	2700
Размер приемника, мм	109x35x141	132x61x190
Размер антенны, мм	326x88	326x88
Сайт производителя	URL: www.javad.com	URL: www.javad.com

Характеристики приемника. Приемники Javad Delta-G3T и Javad SigmaQ-G3D, принадлежат к новому поколению ГНСС-приемников и модифицированы для проведения амплитудных измерений. Приемники имеют 216 каналов, обеспечивают фазовые и кодовые измерения на двух рабочих частотах (L1, L2) одновременно по всем находящимся в зоне видимости (режим "all in view") спутникам навигационных систем GPS, ГЛОНАСС, Galileo. Технические характеристики приемников приведены в Таблице 2.4. Приемники оснащены RS-232 и USB интерфейсами. В приемнике SigmaQ-G3D реализован многоантенный (четыре антенны) прием сигналов ГНСС.

Модифицированные модели приемников Delta-G3T и SigmaQ-G3D, которые используются в ИСЗФ СО РАН, обеспечивают возможность измерения амплитуды сигнала с частотой до 50 Гц для изучения амплитудных мерцаний (амплитудные измерения). Под "мерцаниями" понимают флюктуации амплитуды, которые испытывают радиосигналы, проходящие через ионосферу. Ионосферные мерцания свидетельствуют о рассеянии сигнала на неоднородностях электронной концентрации в ионосфере и приводят к уменьшению отношения сигнал/шум, вызывающему сбои и снижение точности позиционирования. Запись

амплитудных мерцаний дает возможность вести локальные наблюдения мелкомасштабных ионосферных возмущений и прогнозировать качество навигационно-временных определений.

Важным достоинством приемников компании Javad GNSS является открытый протокол обмена данных между приемником и компьютером. Описание команд приемника и формата внутренних файлов (бинарные файлы jps) приведено в документе GREIS (GNSS Receiver External Interface Specification) [45], размещенном на официальном сайте компании (URL: www.javad.com). Это позволяет создавать собственные программы управления приемником, а также получать дополнительную информацию, которая обычно теряется при конвертировании внутренних файлов приемника в RINEX-формат (амплитуда, квадратуры сигналов и т.д.).

Приемники Delta-G3T и SigmaQ-G3D, используемые в ИСЗФ СО РАН, не имеют встроенной памяти для записи измерений, поэтому данные с приемника должны поступать непосредственно в регистрирующий компьютер для временного хранения.

Характеристики регистрирующего компьютера и ПО. В качестве регистрирующих компьютеров используются компактные модели с низким энергопотреблением (не более 13 Вт), радиаторным охлаждением, возможностью самовключения при подаче электропитания, наличием RS-232 интерфейса и жесткого диска емкостью не менее 250 Гб:

неттоп Intel D525MW (Рисунок 2.4), форм-фактор mini-ITX, процессор Intel Atom D525 1.80 ГГц, ОЗУ 2 Гб, HDD 250ГБ 2.5" SATA, 6 USB 2.0, RS-232, размер 264x112x230 мм;

безвентиляторный компактный промышленный компьютер eBOX-3310MX-AP, процессор MSTI PMX-1000 1 ГГц, ОЗУ 1 Гб, HDD 250ГБ 2.5" SATA, 3 USB 2.0, 3 RS-232, питание 8-15 В, размер 115x35x115 мм.

Для управления работой компьютера используются операционные системы (ОС) Windows и Linux. Компания Javad GNSS предоставляет пользователям специализированное программное обеспечение только для работы в ОС Windows. Управление приемником и обеспечение его связи с компьютером осуществляется с помощью программ PCView, NetView, TriVU; преобразование бинарных файлов приемника в международный формат RINEX и обратно производится программами JPS2RIN, RIN2JPS. Все указанные программы имеют оконный интерфейс, требующий ручного управления, и не пригодны для использования в автоматическом измерительном комплексе. В связи с этим по нашей просьбе в московском научно-техническом центре компании Javad GNSS было разработано специальное консольное Windows-приложение RealTimeLogger, которое контролирует процесс измерений и автоматически получает данные из приемника. Под управлением ОС Windows XP и приложения RealTimeLogger работает измерительный комплекс TORY, в состав которого входит четырехантенный приемник SigmaQ-G3D.

В тоже время для организации автоматических измерений на удаленных полигонах более предпочтительным является использование консольных реализаций ОС Linux, что определяется рядом факторов: надежность в работе и простота в управлении; компактность (ОС занимает на диске около 2 Гб); свободное распространение; высоко развитый командный язык, который позволяет быстро создавать необходимые программы работы с файлами и внешними устройствами; внутренняя работа приемников Javad осуществляется под управлением ОС Linux, команды приемника и выдаваемые им файлы данных имеют формат ОС Linux.

Для управления работой автоматического измерительного комплекса GPS/ГЛОНАСС нами выбрана консольная версия ОС Linux Ubuntu 11.10. Под руководством автора разработан комплекс Linux-программ, написанных на языке Си, который обеспечивает следующие возможности.

1. Получение данных с приемника и запись их в бинарные файлы `jps` с заданной частотой дискретизации (программы `dl.usb`, `dl.ser`). Программы обеспечивают также в случае необходимости (см. ниже) прореживание данных до нужной частоты с записью их в дополнительные файлы (файлы `thin.jps`). Получение данных с приемника возможно либо через USB-интерфейс (программа `dl.usb`), либо через интерфейс RS-232 (программа `dl.ser`). Подключение через интерфейс RS-232 (Serial Port) более надежно, однако скорость передачи данных в этом случае не превышает 115200 Бод. При частоте измерений выше 20 Гц такой скорости не достаточно для передачи данных. Подключение через USB-интерфейс позволяет получать данные измерений с частотой 20-50 Гц, но не исключает потери в данных. Проведенное тестирование показало, что в режиме стандартных измерений с частотой 1 Гц подключение через USB-интерфейс работает не хуже, чем через интерфейс RS-232. В связи с этим для обеспечения единства измерений и возможности переключения на высокочастотный режим принято решение на всех измерительных комплексах GPS/ГЛОНАСС в обсерваториях ИСЗФ СО РАН проводить получение данных через USB-интерфейс.

2. Управление работой приемника в ручном режиме. Программы `dt.usb`, `dt.ser` обеспечивают возможность подключиться к приемнику через, соответственно, USB или RS-232 интерфейс и управлять работой приемника посредством команд, описанных в руководстве GREIS [45].

3. Подготовка файлов для передачи на сервер ИСЗФ СО РАН (программы `dl.usb`, `dl.ser`, `bern15`). В случае, если канал связи не позволяет передавать полный объем данных, получаемых за сутки (150-200 Мб в стандартном режиме измерений с периодом дискретизации 1 с) выполняется прореживание данных до периода дискретизации 30 с (программы `dl.usb`, `dl.ser`). Кроме того, прореженный суточный файл разбивается на последовательность файлов, длительность измерений в которых составляет 15 мин (программа `bern15`). Эти файлы

передаются на сервер ИСЗФ СО РАН, где производится их обратное объединение в суточный прореженный файл. Таким образом, при малой пропускной способности канала связи в режиме реального времени на сервере ИСЗФ СО РАН получаются данные с временным разрешением 30 с. Полные данные с периодом дискретизации 1 с остаются на регистрирующем компьютере в обсерватории и могут быть доставлены в ИСЗФ СО РАН курьером на магнитном или оптическом носителе.

4. Регулярная передача данных на сервер ИСЗФ СО РАН. На тех обсерваториях, где существуют локальные вычислительные сети и передача данных на сервер ИСЗФ СО РАН выполняется централизованно одним из компьютеров сети, подготовленные для передачи файлы записываются в специальную директорию. На обсерваториях, где локальных сетей нет, предполагается оснастить регистрирующий компьютер модемом, через который будет организована передача данных на сервер ИСЗФ СО РАН в режиме реального времени. Данная возможность находится сейчас в стадии разработки.

5. Чтение бинарных файлов jps. Получение данных из бинарных файлов приемника (файлы jps) возможно двумя способами: путем преобразования файлов jps в RINEX-формат (с помощью программных средств, разработанных компанией Javad GNSS, либо стандартной программой TEQC) или непосредственным чтением файла jps, используя описание формата, приведенное в руководстве GREIS. Поскольку некоторые параметры, измеряемые приемником, не записываются в RINEX-файлы (угол места и азимут НИСЗ, амплитуда, квадратуры сигналов и т.д.) и часть информации таким образом теряется, мы ведем разработку программы прямого чтения файлов jps.

Разработанные программы прошли тестирование в различных режимах измерений на приемнике Delta-G3T, установленном в здании ИСЗФ СО РАН. Под управлением ОС Linux Ubuntu 11.10 и разработанных Linux-приложений работают измерительные комплексы LIST (п. Листвянка), MOND (п. Монды), UZUR (п. Узур).

Бесперебойная работа автоматического измерительного комплекса GPS/ГЛОАСС. От кратковременных перебоев с электроэнергией комплекс защищен ИБП, в случае длительных отключений, после возобновления питания приемник и регистрирующий компьютер включаются автоматически.

2.2. Программный комплекс GPS-детектора ионосферных возмущений

Ключевым звеном GPS-детектора ионосферных возмущений является программный комплекс GLOBDET, выполняющий обработку данных GPS-измерений. В силу исторических причин (незавершенность космического сегмента ГЛОНАСС, достаточная закрытость этой

системы, отсутствие доступных приемников ГЛОНАСС на рубеже XX-XXI вв.) технологии и алгоритмы комплекса разрабатывались для навигационной системы GPS. Однако идеи, заложенные в них достаточно универсальны и большинство программ комплекса может быть использовано также для работы с системой ГЛОНАСС.

2.2.1. Схема обработки данных в программном комплексе GLOBDET

На рисунке 2.5 представлена общая схема обработки данных, реализованная в программном комплексе GLOBDET. Программы первичной обработки осуществляют получение данных с сервера базы данных, расчет ПЭС и параметров лучей "приемник-НИСЗ". В настоящее время с непосредственным участием автора ведется разработка и тестирование программ для расчета ПЭС по данным ГЛОНАСС.

Основу комплекса GLOBDET составляют алгоритмы вторичной обработки данных, которые реализуют методы GPS-интерферометрии, обеспечивая детектирование ионосферных возмущений и определение их параметров. Хотя данные методы были созданы для GPS, они не зависят от типа ГНСС, т.к. используют уже рассчитанные на первом этапе значения ПЭС и параметров лучей "приемник-НИСЗ". Учитывая это, можно говорить о разработанных методах ГНСС-интерферометрии. Основные функции, которые выполняют программы вторичной обработки: выделение возмущений ПЭС различных типов; определение параметров возмущений и их движения; моделирование измерений ПЭС; регистрация сбоев и анализ точности навигационных измерений в системе GPS. Серой заливкой на рисунке 2.5 выделены модули, созданные лично автором или при его непосредственном участии. Данные модули составляют базовую структуру программного комплекса GLOBDET, которая функционирует более 15 лет без существенных изменений. В тоже время число дополнительных программных единиц, действующих в комплексе, непрерывно увеличивается по мере расширения круга исследовательских задач. Нередко некоторые эффективные модули становятся самостоятельными программными комплексами, реализующими технологию GLOBDET. Так, например, были выделены в отдельные комплексы набор программ для построения глобальных и региональных карт скоростей перемещения ионосферных возмущений, набор программ для когерентного накопления рядов данных, набор программ для некогерентного накопления спектров, набор программ для регистрации сбоев и анализа точности GPS-измерений.

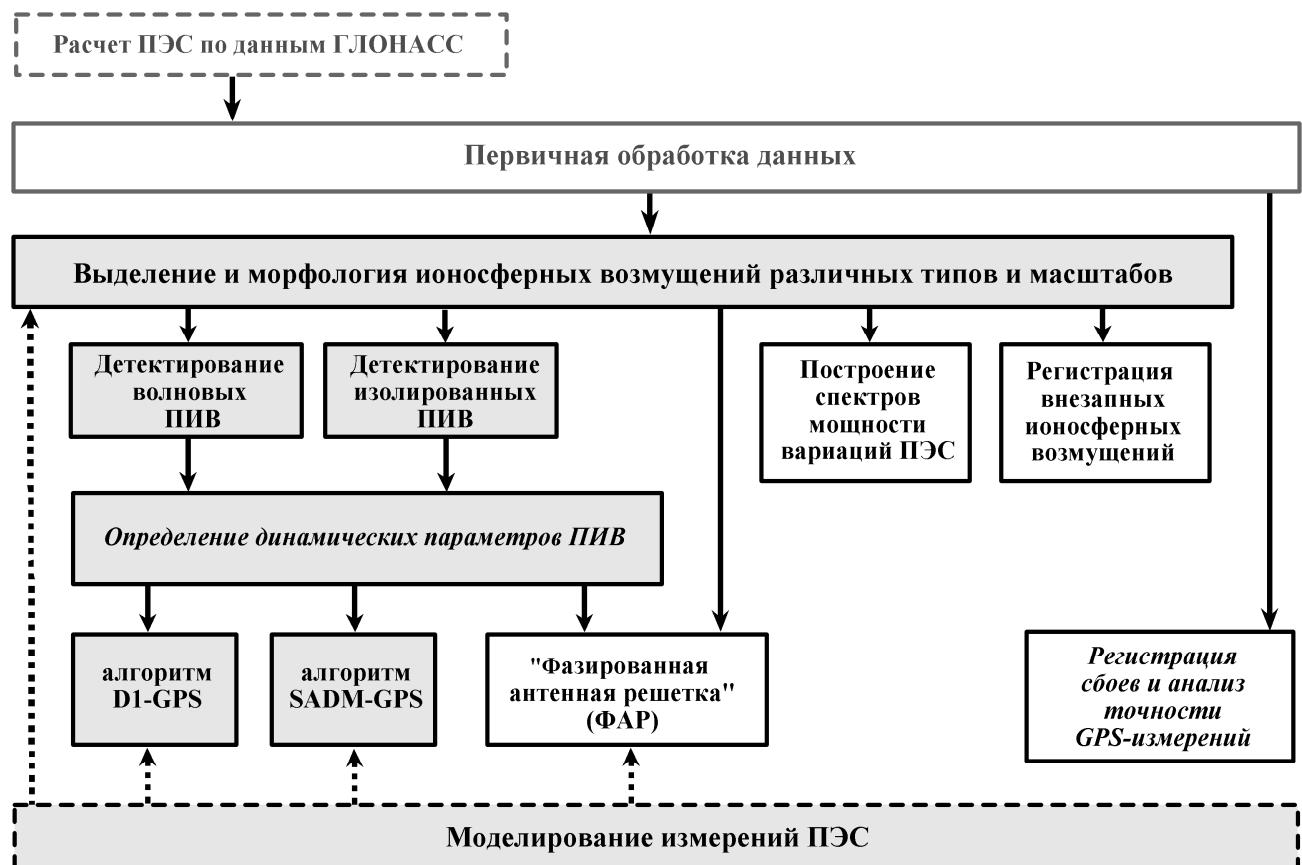


Рисунок 2.5 – Схема обработки данных в программном комплексе GLOBDET.

2.2.2. Детектирование возмущений ПЭС

Исходными данными для любого алгоритма вторичной обработки являются ряды $I(t)$ измеренных значений "наклонного" ПЭС, ряды азимутов $\alpha_S(t)$ лучей "приемник-НИСЗ" и ряды углов места $\theta_S(t)$ лучей "приемник-НИСЗ". Для выделения вариаций ПЭС, обусловленных влиянием ионосферных неоднородностей, и определения их характеристик выбираются непрерывные ряды измерений $I(t)$ на интервале времени, который не менее чем в два раза превосходит временной масштаб исследуемой неоднородности. В необходимых случаях используется преобразование "наклонного" ПЭС в "вертикальное" по формулам (1.15) или (1.16).

Наблюдаемая картина возмущений ПЭС по существу является суммарным интерференционным полем ПИВ различного происхождения. Для выделения из этого поля возмущений определенного типа в программном комплексе GLOBDET разработан ряд алгоритмов. В диссертации рассматриваются волновые возмущения ПЭС. Селекция волновых возмущений в требуемом диапазоне периодов производится либо числовой фильтрацией данных с помощью фильтров Баттервортса, либо с помощью алгоритмов удаления тренда и

сглаживания методом скользящего среднего с подходящим временным окном. Низкочастотные колебания ПЭС в рядах $I(t)$, связанные с вариациями регулярной ионосферы и движением НИСЗ, исключаются с помощью процедуры удаления тренда. Сглаживание данных с временным окном 2-5 мин применяется для удаления быстрых вариаций ПЭС, обусловленных шумами измерений. Результатом фильтрации того или иного типа являются ряды вариаций ПЭС $dI(t)$ с удаленным трендом.

Для изучения спектрального состава возмущений ПЭС в программном комплексе GLOBDET реализован алгоритм быстрого преобразования Фурье (БПФ). Процедура интерполяции данных с помощью В-сплайнов позволяет получить необходимое для БПФ количество отчетов независимо от длины ряда измерений. Кроме того, реализован метод гармонического анализа данных с помощью одночастотного алгоритма поиска периодичностей, разработанного в ИСЗФ СО РАН [60]. Алгоритм позволяет определить амплитуду (интенсивность) квазипериодических составляющих исходного временного ряда в заданном диапазоне периодов. Алгоритм имеет также режим обработки со скользящим окном, в результате которого получается распределение интенсивности конкретной гармоники в течение всего интервала наблюдений.

Алгоритмы нормировки амплитуды, сглаживания данных, удаления тренда, фильтрации, интерполяции, расчета спектров, также как алгоритмы вычисления статистических характеристик временных рядов (среднее, дисперсия, СКО и т.д.) являются общими для программ вторичной обработки. К общим относятся также алгоритмы преобразования координат; расчета времени восхода и захода Солнца, расчета положения и скорости движения терминатора на поверхности Земли; расчета скорости изолиний ПЭС на картах GIM. В связи с этим все указанные алгоритмы реализованы автором в виде подпрограмм и организованы в библиотеку, к которой может обращаться любой программный модуль комплекса GLOBDET.

2.2.3. Определение динамических характеристик ионосферных возмущений

Одной из главных задач изучения ионосферных возмущений является определение направления и скорости их перемещения. Для решения этой задачи разработано несколько методов, использующих технологию разнесенного приема. Указанные методы применяются после необходимых процедур фильтрации данных в зависимости от ситуации. Если кривизной фронта возмущения пренебречь нельзя, используются алгоритмы когерентной обработки вариаций ПЭС по схеме фазированной антенной решетки (ФАР). Однако, базовыми являются алгоритмы D1-GPS и SADM-GPS, которые применяются, в случаях, когда возмущение ПЭС можно считать плоской волной:

$$dI(t, x, y) = I_0 \sin \varphi(t) = I_0 \sin(\Omega t - K_x x - K_y y - K_z z + \varphi_0), \quad (2.1)$$

где I_0 – амплитуда возмущения ПЭС; Ω – его угловая частота; K_x, K_y, K_z – проекции волнового вектора \mathbf{K} возмущения ПЭС; φ_0 – его начальная фаза.

Метод подобных замираний для GPS (D1-GPS). Метод подобных замираний (МПЗ) [58, 61, 62] является простым, но достаточно эффективным методом расчета горизонтальной скорости и направления дрейфа перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) по данным разнесенного приема. В основе метода лежит регистрация вариаций некоторого параметра радиоволны (чаще всего, амплитуды), прошедшей ионосферу (или отраженной от нее), системой трех пространственно разнесенных антенн. Обычно антенны располагают в вершинах равнобедренного прямоугольного треугольника, катеты которого ориентированы на север и восток. Расстояние между приемными антennами должно быть значительно меньше, чем горизонтальные размеры неоднородностей, которые предполагается исследовать (так называемый "разнесенный прием с малой базой" или "метод D1"). Предполагается, что возмущение электронной концентрации представляет собой плоскую волну, а фазовый фронт возмущения имеет форму прямых линий, перпендикулярных направлению перемещения (линии F, F' на рисунке 2.6а). В этом случае временные вариации параметра, полученные на трех антennах, будут иметь подобный характер, но будут сдвинуты по времени (Рисунок 2.6б). Расчет скорости и азимута перемещения ПИВ производится по временным сдвигам между подобными минимумами (максимумами) вариаций в трех пунктах с учетом геометрии расположения пунктов регистрации [58, 61, 62].

Геометрия GPS-измерений (Рисунок 2.6в) в целом повторяет схему классического радиоинтерферометра, с одним существенным отличием: приемники GPS образуют совершенно произвольные треугольники. Три приемника GPS представляют собой элементарный GPS-интерферометр (GPS-решетку). Сеть приемников GPS дает возможность выбрать несколько различных GPS-решеток, проверить таким образом достоверность расчетов скорости. В диссертации проведена адаптация классического метода D1 для GPS измерений (метод D1-GPS).

Согласно классической схеме метода D1, модуль горизонтальной скорости V_h и азимут α перемещения фазового фронта определяются соотношениями:

$$V_h = \frac{u_x u_y}{\sqrt{u_x^2 + u_y^2}}; \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{u_y}{u_x}, \quad (2.2)$$

где $u_x = a/\tau_C$, $u_y = a/\tau_A$ – скорости перемещения волнового фронта возмущения вдоль осей x и y, a – расстояние между антennами; $\tau_A = t_A - t_B$ – измеряемый сдвиг между временами регистрации характерного минимума (максимума) на записях в пунктах A и B;

$\tau_C = t_C - t_B$ – измеряемый сдвиг между временами регистрации характерного минимума (максимума) на записях в пунктах С и В (Рисунок 2.6б).

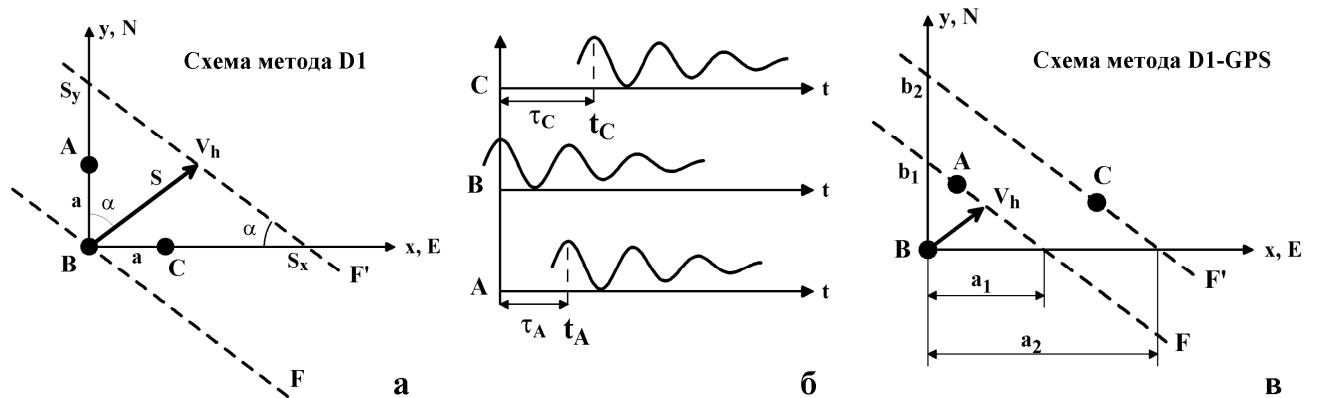


Рисунок 2.6 – Определение горизонтальной скорости ПИВ методом D1 и D1-GPS.

При GPS-измерениях скорости u_x, u_y должны рассчитываться особым образом из-за произвольного расположения GPS-приемников. Проще всего получить выражения для u_x, u_y , используя уравнение прямой в отрезках: если прямая отсекает на осях Ох, Оу отрезки а и в (с учетом знака), то ее уравнение имеет вид: $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = 1$ [63]. Тогда два положения фазового фронта, зарегистрированные в пунктах А и С (Рисунок 2.6в), описываются двумя уравнениями:

$$\frac{x_A}{a_1} + \frac{y_A}{b_1} = 1 \quad \frac{x_C}{a_2} + \frac{y_C}{b_2} = 1, \quad (2.3)$$

где (x_A, y_A) – координаты пункта А; (x_C, y_C) – координаты пункта С. Учитывая, что $a_1 = u_x(t_A - t_B); b_1 = u_y(t_A - t_B); a_2 = u_x(t_C - t_B); b_2 = u_y(t_C - t_B)$, можно решить систему (2.3) и получить выражение для скоростей u_x, u_y :

$$u_x = \frac{x_A y_C - x_C y_A}{y_C(t_A - t_B) - y_A(t_C - t_B)} \quad (2.4)$$

$$u_y = \frac{x_A y_C - x_C y_A}{x_A(t_C - t_B) - x_C(t_A - t_B)}$$

Тогда в соответствии с (2.2):

$$v_h = \frac{u_x u_y}{\sqrt{u_x^2 + u_y^2}}; \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{u_y}{u_x} \quad (2.5)$$

Таким образом, выражения (2.4), (2.5) используются для определения горизонтальной скорости V_h и азимута α перемещения ПИВ методом подобных замираний при GPS-измерениях.

Метод SADM-GPS. Под руководством профессора Э.Л. Афраймовича и при участии автора разработан статистический метод (SADM-GPS) определения горизонтальной скорости и азимута перемещения ПИВ по временной (I_t') и пространственным (I_x' , I_y') производным ПЭС [33, 35, 55, 65]. Геометрия измерений повторяет геометрию МПЗ (Рисунок 2.6в). Расчеты также проводятся в предположении, что возмущение ПИВ представляет собой плоскую бегущую волну. Кроме того, в методе SADM-GPS необходимо учитывать перемещение ионосферных точек. В [64] показано, что абсолютное значение V_h горизонтальной скорости ПИВ: $V_h = u + w_x \sin \alpha + w_y \cos \alpha$, где u – модуль горизонтальной скорости ПИВ, вычисленный по производным ПЭС, w_x , w_y – компоненты горизонтальной скорости ионосферной точки, рассчитанные по формулам (1.6). Для вычисления V_h и α используются ряды "наклонных" значений ПЭС в трех выбранных пунктах $I_A(t)$, $I_B(t)$, $I_C(t)$, ряды азимутов $\alpha_S(t)$ и ряды углов места $\theta_S(t)$ лучей на НИСЗ:

$$\begin{aligned}
 I_x' &= \frac{y_C(I_A - I_B) - y_A(I_C - I_B)}{x_A y_C - x_C y_A}, \quad I_y' = \frac{x_A(I_C - I_B) - x_C(I_A - I_B)}{x_A y_C - x_C y_A}, \quad I_t' = \frac{I_B^{i+1} - I_B^i}{dt} \\
 u_x &= \Omega / K_x = I_t' / I_x' & u_y &= \Omega / K_y = I_t' / I_y' \\
 u &= \frac{u_x u_y}{\sqrt{u_x^2 + u_y^2}} & \alpha &= \arctg(u_y / u_x) \\
 x_P &= h_{\max} \sin \alpha_S \operatorname{ctg} \theta_S & y_P &= h_{\max} \sin \alpha_S \operatorname{ctg} \theta_S \\
 w_x &= \partial x_P / \partial t & w_y &= \partial y_P / \partial t \\
 V_h &= u + w_x \sin \alpha + w_y \cos \alpha
 \end{aligned} \tag{2.6}$$

где x_P, y_P, z_P – координаты ионосферной точки в топоцентрической системе координат, связанной с приемником B; i – номер временного отсчета; dt – интервал между временными отсчетами. Мгновенные значения α и V_h , рассчитанные по формулам (2.6), используются для построения на выбранном интервале времени функций распределения азимута $P(\alpha)$ и скорости $P(V_h)$. Далее, с помощью оценки среднеквадратичного отклонения (СКО) азимута, производится анализ распределения $P(\alpha)$ на наличие выделенного направления. Если СКО заметно меньше 90° , можно считать, что ПИВ перемещается в направлении среднего значения азимута. Средняя скорость перемещения определяется по распределению $P(V_h)$ или путем усреднения мгновенных значений скорости $V_h(t)$.

Расчет угла места и модуля скорости ПИВ. Одним из ключевых новшеств программного комплекса GLOBDET является возможность вычисления угла места волнового вектора **K** и модуля скорости **V** перемещения ПИВ. Эта возможность основана на использовании ракурсной зависимости амплитуды ПИВ, описанной в разделе 1.2.5. После того как рассчитаны азимут α волнового вектора и горизонтальная компонента V_h скорости ПИВ, используя уравнение (1.17), угол места θ волнового вектора и модуль скорости **V** можно определять как:

$$\begin{aligned}\theta &= \operatorname{arctg}\{-\cos(\alpha_s - \alpha)/\operatorname{tg}\theta_s\} \\ V &= V_h \cos \theta\end{aligned}\quad (2.7)$$

Оценка положения области генерации ПИВ в приближении плоского фронта возмущения. При исследовании откликов ионосферы на пространственно локализованные источники возмущений, к которым относятся землетрясения, запуски ракет, промышленные взрывы и т.п., важнейшей задачей является определение местоположения источника. Механизмы модификации ионосферы перечисленными выше процессами достаточно многообразны, но во многих случаях значительная доля исходного возмущения оказывается сосредоточенной в ударной акустической волне (УАВ). Технологии GPS-детектора позволяют рассчитать полный вектор скорости УАВ, не используя информацию о времени и координатах ее источника. На основе рассчитанных с помощью методов D1-GPS и SADM-GPS параметров УАВ был предложен способ определения направления на источник УАВ и его координат [66].

Используя предположение, что значения ПЭС формируется в ионосферной точке на высоте h_{\max} слоя F2 (п. 1.2.3), можно считать, что ионосферный отклик УАВ в вариациях ПЭС регистрируется в ионосферной точке Р. Координаты x_p , y_p точки Р в ТСК, начало которой совпадает с одним из приемников GPS – пунктом В (0,0), рассчитываются по формулам (A.2; A.6). Зная из расчетов (по методу D1-GPS или SADM-GPS) направление волнового вектора УАВ, можно определить, в какой точке вектор пересекает горизонтальную плоскость на высоте h_q источника, и рассчитать координаты этой точки. Предполагая, что УАВ распространяется от источника до ионосферной точки прямолинейно и не учитывая сферичность Земли, формулы для расчета координат x_q и y_q источника в ТСК имеют вид (Рисунок 2.7):

$$x_q = x_p - (h_{\max} - h_q) \frac{\cos \theta \sin \alpha}{\sin \theta} \quad y_q = y_p - (h_{\max} - h_q) \frac{\cos \theta \cos \alpha}{\sin \theta} \quad (2.8)$$

Координаты x_q и y_q можно пересчитать в широту и долготу (ϕ_q и ℓ_q) источника по формулам преобразования координат, приведенным в Приложении А. При изучении УАВ,

вызванных землетрясениями и промышленными взрывами, полагается $h_q = 0$. Источники УАВ, генерируемых при запусках ракет, могут располагаться на высотах $h_q \sim 100$ км [67, 68].

Зная среднюю скорость V прямолинейного распространения УАВ, момент t_p прихода УАВ в ионосферную точку, а также координаты источника УАВ и ионосферной точки можно определить время "включения" источника УАВ:

$$t_q = t_p - \frac{1}{V} \sqrt{(x_p - x_q)^2 + (y_p - y_q)^2 + (h_{max} - h_q)^2}.$$

Под "временем включения" источника понимается время наибольшего возмущения в среде в момент генерации УАВ.

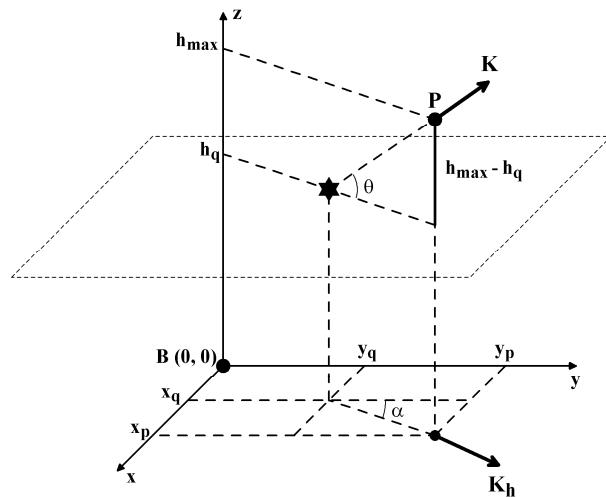


Рисунок 2.7 – Определение координат источника ПИВ в предположении плоского фронта возмущения.

Поскольку методы D1-GPS, SADM-GPS работают в приближении плоского фронта волны возмущения, описанный выше алгоритм позволяет оценить положение области генерации УАВ, зафиксированной на достаточном удалении от источника, где фронт УАВ можно считать плоским. Для определения координат источника УАВ, регистрируемой в ближней зоне, когда сферичностью фронта волны пренебречь нельзя, необходимо использовать алгоритмы ФАР-GPS [69, 70]. В работах [70-72] получена оценка радиуса дальней зоны R_d (расстояния от источника, на котором фронт волны можно считать плоским):

$$R_d = \frac{d}{2\delta R}, \quad (2.9)$$

где d – база GPS-интерферометра; δR – необходимая относительная точность определения положения источника. В частности, при $\delta R = 0.05$ и $d=100$ км радиус дальней зоны R_d составляет 1000 км. Координаты источника при этом определяются с точностью до 50 км.

2.2.4. Основные характеристики GPS-детектора ионосферных возмущений

Аппаратно-программный комплекс GLOBDET обеспечивает непрерывные и глобальные измерения ПЭС в ионосфере. Приемники GPS, являющиеся приемной аппаратурой комплекса, выпускаются промышленно. Это обеспечивает их относительно невысокую стоимость, а также обеспечивает возможность применять стандартные методы для хранения, передачи, обработки данных. Данные глобальной сети приемников GPS доступны на сервере SOPAC с 1990 г. Регулярные непрерывные измерения начаты с 1994 г.

Пространственное разрешение детектора GLOBDET. Пространственное разрешение комплекса GLOBDET определяется плотностью расположения приемных станций и варьируется от десятков километров в США, Европе, Японии до сотен километров в Азии и районах Тихого, Атлантического океанов (п. 2.1.1). Пространственное разрешение постоянно повышается в связи с увеличением количества приемников ГНСС. Учитывая, что каждый приемник одновременно наблюдает, в среднем, 4-5 НИСЗ, количество работающих одновременно радиотрасс "приемник-НИСЗ" достигает 12000-15000. Измерения ПЭС с помощью ГНСС относятся к диапазону высот от земной поверхности (для наземных приемников) или от высоты орбиты низкоорбитальных ИСЗ (порядка 400-500 км) до высоты 20200 км.

Временное разрешение детектора GLOBDET. Временное разрешение детектора зависит от разрешения доступных данных (п. 2.1.1). Пока большинство данных, представленных в Интернет, имеют временное разрешение 30 с. Тридцатисекундные отсчеты и период радиовидимости каждого НИСЗ 5-6 ч обеспечивают регистрацию ионосферных возмущений в диапазоне периодов от 2-5 мин до 2.5-3 ч (п. 2.1.1). Временное разрешение современных приемников ГНСС достигает 0.01 с, что обеспечивает значительный потенциал для развития технологии ГНСС-мониторинга околоземного космического пространства.

Чувствительность детектора GLOBDET. Чувствительность детектирования определяется способностью выделения характерных вариаций ПЭС на уровне фоновых флюктуаций (п. 2.1.1). Как отмечалось в п. 1.2.5 высокая точность измерения набега фазы в приемниках ГНСС и использование интервала усреднения 30 с обеспечивают ошибку расчета ПЭС не выше 0.01 TECU [38]. Это позволяет уверенно детектировать слабые неоднородности ионизации, амплитуда которых может составлять 0.01-0.001% от суточного изменения ПЭС.

Точность определения скорости и направления перемещения возмущений. С помощью компьютерного моделирования (п. 2.3) показано, что для монохроматических колебаний ПЭС точность определения горизонтальной скорости перемещения возмущения составляет 6-10%, азимута – 2-3°. Точность определения угла места составляет 15-25° [13], что вполне приемлемо для геофизических исследований. При этом следует иметь в виду, что комплекс GLOBDET –

один из немногих, позволяющих определять угол места и полный вектор скорости перемещения ПИВ. Аддитивные помехи (при отношении "шум/сигнал" выше 0.05) снижают точность определения скорости до 20-25%, существенно увеличивая разброс значений азимута.

2.3. Методика тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы

Применимость и адекватность алгоритмов комплекса GLOBDET трудно оценить без компьютерного моделирования. Для этих целей автором была разработана методика тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы, основанная на моделировании измерений ПЭС. Создана модель, которая обеспечивает расчет пространственно-временного распределения концентрации электронов Ne в ионосфере и вычисление ПЭС вдоль лучей "приемник-спутник" с использованием координат пунктов приема и навигационных спутников. Модельные ряды ПЭС $I^m(t)$ аналогичны экспериментальным рядам $I(t)$. Ряды $I^m(t)$ можно обрабатывать так же, как экспериментальные данные. Настоящая модель не претендует на точное описание пространственно-временного распределения Ne в ионосфере. Ее назначение – дать удобный (достаточно компактный, гибкий, наглядный) инструмент для тестирования алгоритмов и программ детектирования ионосферных возмущений с помощью спутниковых радионавигационных систем.

Базовый вариант (TECMOD) модели предполагает расчет массива ПЭС $I^m(t)$ в заданном интервале времени с заданным шагом по времени вдоль лучей "приемник-ИСЗ" при фиксированном положении приемника. Однако, модульное построение базового варианта позволяет легко адаптировать его к различным требованиям экспериментаторов. В настоящее время кроме базовой существуют еще две модификации модели (GLOBMOD и TECMOV), обслуживающие два крупных направления исследований: технологию глобального детектирования ионосферных возмущений различных классов и технологию, в которой приемник GPS расположен не на поверхности Земли, а находится на другом ИСЗ.

Система глобального детектирования ионосферных возмущений позволяет в автоматическом режиме из большого количества экспериментального материала отбирать и анализировать возмущения ПЭС, относящиеся к заданному классу. В связи с этим, структура и ввод/вывод данных в модификации GLOBMOD адаптированы так, чтобы обеспечить автоматический перебор всех станций и спутников GPS, список которых задается в специальном файле. GLOBMOD работает только с реальными координатами ИСЗ (см. ниже), возможность задавать модельную траекторию спутника отсутствует. В модификации TECMOV принципиально новым является способ задания модельных траекторий ИСЗ; остальные

параметры (модель ионизации, ввод/вывод данных, возможность использовать реальные координаты НИСЗ) соответствуют базовому варианту TECMOD.

2.3.1. Модель распределения электронной концентрации

Для моделирования ПЭС используются геоцентрические (ГСК) и топоцентрическая (ТСК) системы координат, описанные в разделе 1.2.3. При этом применяются две ТСК [73]:

- 1) ТСК_A с центром в произвольном пункте приема А. В этой системе задаются параметры траектории НИСЗ, рассчитывается дальность до спутника и определяются координаты текущей точки на луче "приемник-НИСЗ";
- 2) ТСК_B с центром в фиксированном пункте приема В. В ней задаются начальные параметры ионосферных возмущений, чем обеспечивается единое распространяющееся возмущение для всех рассматриваемых пунктов. Все расчеты проводятся в Гринвичском времени.

В модели принято, что электронная концентрация N_e в ионосфере является суммой двух составляющих: регулярной ионизации и возмущений. В ГСК распределение плотности электронов имеет вид:

$$N_e(t, \mathbf{r}') = N_0(r') \cdot N_t(t, \phi, \ell) \cdot \left[1 + \sum_{i=0}^{ND} N_{di}(t, \mathbf{r}) \right], \quad (2.10)$$

где $N_0(r')$ – среднесуточное сферически симметричное распределение N_e вдоль радиус-вектора в ГСК; $N_t(t, \phi, \ell)$ – функция, задающая временные и широтно-долготные изменения регулярной ионизации; $N_{di}(t, \mathbf{r})$ – функции, описывающие форму возмущений электронной концентрации, а ND – число таких возмущений.

Регулярная ионизация. Распределение $N_0(r')$, задающее высотный ход электронной концентрации (Рисунок 2.8а), имеет вид:

$$\begin{cases} N_0(r') = N_{max} \cdot e^{-\left(\frac{r'-R_E-h_{max}}{h_{db}}\right)^2} & \text{при } r'-R_E \leq h_{max} \\ N_0(r') = N_{max} \cdot e^{-\left(\frac{r'-R_E-h_{max}}{h_{dt}}\right)^2} & \text{при } r'-R_E > h_{max} \end{cases} \quad (2.11)$$

где N_{max} , h_{max} – среднесуточные значения концентрации и высоты максимума ионизации; h_{db} , h_{dt} – полутолщина слоя, соответственно, ниже и выше максимума электронной

концентрации. Величина N_{\max} вычисляется по экспериментальным данным о среднесуточных значениях критической частоты f_{0F2} [1, 74, 75]:

$$N_{\max} = \frac{4\pi^2 \cdot f_{0F2}^2 \cdot \epsilon_0 \cdot m_e}{e^2} = 1.24 \cdot 10^{-2} \cdot f_{0F2}^2, \quad (2.12)$$

где ϵ_0 – электрическая постоянная; m_e – масса электрона, e – заряд электрона. Величины h_{\max} , h_{db} , h_{dt} , f_{0F2} являются входными параметрами для модели и имеют в средних широтах следующие характерные значения [1]: $h_{\max} = 300$ км, $h_{db} = 50$ км, $h_{dt} = 100$ км, $f_{0F2} = 5$ МГц.

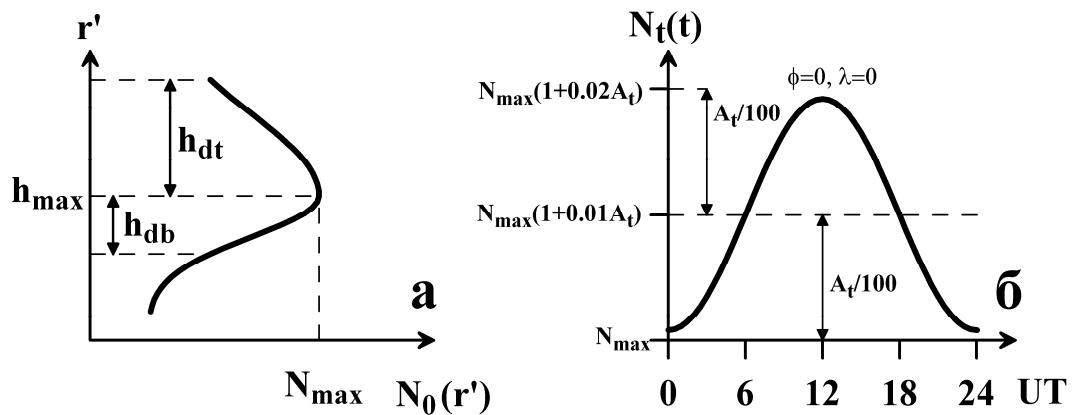


Рисунок 2.8 – Высотная (а) и суточная (б) зависимости локальной концентрации N_e (модель).

Временные и широтные изменения $N_t(t, \phi, \ell)$ определяются зенитным углом Солнца χ .

Для простоты принято:

$$N_t(t, \phi, \ell) = N_\phi \cdot [1 + A_t(1 + \cos(\chi))], \quad (2.13)$$

где [46]: $\cos(\chi) = \sin(\phi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\phi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\tau)$,

A_t – амплитуда суточных вариаций электронной концентрации относительно среднего уровня в процентах от N_{\max} (Рисунок 2.8б); δ, τ – склонение и часовой угол Солнца [46]:

$$\delta = -23.44^\circ \cdot \cos\left[\frac{2\pi(N_{\text{day}} + 9)}{365.25}\right]; \quad \tau = \frac{\pi}{12} \left[t + \ell^h - 12\right], \quad (2.14)$$

где t – Гринвичское время (UT); $\ell^h = \ell/15$ – географическая долгота, выраженная в часах; N_{day} – номер дня в году.

Множитель N_ϕ позволяет моделировать главный ионосферный провал в широтном распределении электронной концентрации [76]:

$$\begin{cases} N_\phi = 1 - (1 - A_Q) \cdot e^{-\left(\frac{\phi - \phi_{\min}}{\phi_Q}\right)^2} & \text{при } \phi \leq \phi_{\min} \\ N_\phi = \frac{A_Q}{A_P} \left[1 - (1 - A_P) \cdot e^{-\left(\frac{\phi - \phi_{\min}}{\phi_P}\right)^2} \right] & \text{при } \phi > \phi_{\min} \end{cases} \quad (2.15)$$

здесь A_Q, A_P – коэффициенты, характеризующие падение электронной концентрации на экваториальной и полярно стенках провала, соответственно; ϕ_Q, ϕ_P – полутолщина экваториальной и полярной стенки провала; ϕ_{\min} – широтное положение минимума ионизации.

На рисунке 2.9 в качестве примера представлены распределения электронной концентрации вдоль меридиана $\ell = 0^\circ$ при отсутствии суточных вариаций ($A_t = 0$), а также при их наличии в сезон зимнего солнцестояния (01.01.2000, $A_t = 100\%$) и в период равноденствия (22.03.2000, $A_t = 100\%$), рассчитанные при следующих значениях параметров модели: $h_{\max} = 300$ км, $h_{db} = h_{dt} = 100$ км, $f_{0F2} = 5$ МГц, $UT = 12$ ч, $\phi_Q = 15^\circ$, $\phi_P = 5^\circ$, $\phi_{\min} = 60^\circ$. Значения A_Q и A_P указаны на рисунке.

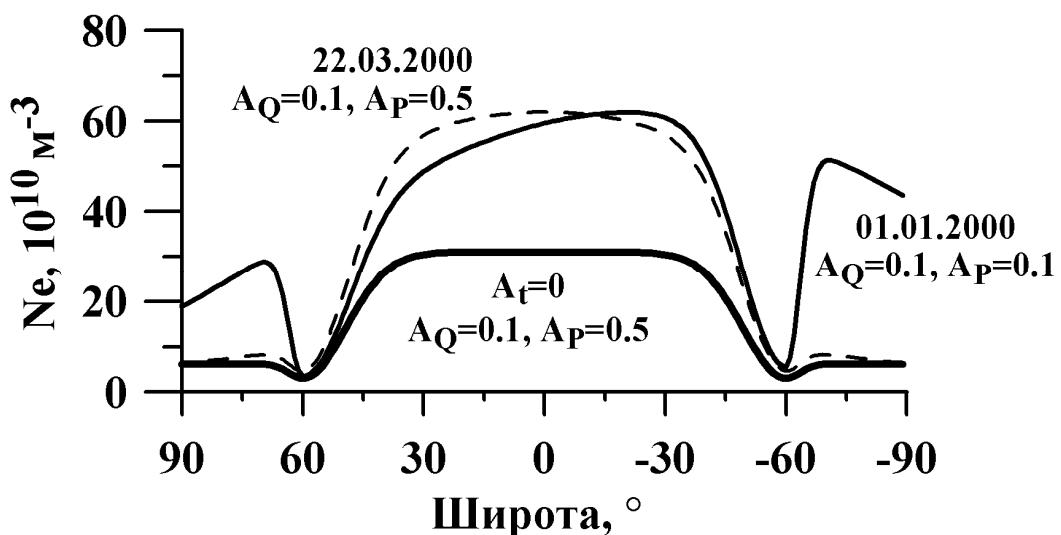


Рисунок 2.9 – Распределения локальной концентрации Ne вдоль меридиана $\ell = 0^\circ$ на высоте $h = h_{\max}$ (модель).

Нерегулярная структура ионосферы. Неоднородности электронной концентрации задаются в ТСК_B. Модель позволяет рассмотреть возмущения нескольких типов.

1. Возмущения электронной концентрации в виде изолированной неоднородности (Рисунок 2.10):

$$\begin{aligned}
 N_{d1}(t, \mathbf{r}) &= A_d \cdot W_d(t) \cdot W_d(\mathbf{r}) \\
 W_d(t) &= e^{-\left(\frac{t-t_{\max}}{t_d}\right)^2} \\
 W_d(\mathbf{r}) &= e^{-\left[\frac{(x-x_m-V_x(t-t_{\max}))^2}{x_d^2} + \frac{(y-y_m-V_y(t-t_{\max}))^2}{y_d^2} + \frac{(z-z_m-V_z(t-t_{\max}))^2}{z_d^2}\right]}
 \end{aligned} \tag{2.16}$$

где A_d – амплитуда неоднородности в процентах от N_{\max} ; t_{\max} – момент времени, когда возмущение имеет максимальную амплитуду; t_d – характерный временной масштаб неоднородности; x_d, y_d, z_d – полутолщины неоднородности в пространстве вдоль соответствующих осей; V_x, V_y, V_z – компоненты скорости \mathbf{V}_d перемещения неоднородности в ТСК; x_m, y_m, z_m – топоцентрические координаты максимума неоднородности при $V_d = 0$. При $x_d = y_d = z_d$ изолированная неоднородность имеет форму шара с экстремальным значением N_e в центре. При несовпадающих значениях параметров x_d, y_d, z_d можно получать неоднородности, вытянутые вдоль заданных направлений.

2. Возмущения электронной концентрации в виде дискретной суперпозиции плоских бегущих волн:

$$N_{d2}(t, \mathbf{r}) = \sum_{j=1}^{NW} A_j \cdot \cos[\Omega_j \cdot (t + \ell^h - \ell_B^h) - (\mathbf{K}_j \cdot \mathbf{r}) + \phi_j], \tag{2.17}$$

где A_j – амплитуда волны в процентах от N_{\max} ; \mathbf{K}_j – волновой вектор j -го возмущения, Ω_j – частота j -ой волны возмущения, ϕ_j – начальная фаза j -ой волны возмущения; NW – число волн; ℓ^h, ℓ_B^h – долготы текущей точки и начала отчета ТСК_B, выраженные в часах. Очевидно, что начальная фаза волны будет равна ϕ_j в точках с $\ell = \ell_B$.

Волновой вектор \mathbf{K}_j и частота Ω_j определяются следующими соотношениями:

$$\begin{aligned}
 \mathbf{K}_j &= (k_{xj}, k_{yj}, k_{zj}) = \left(\frac{2\pi}{\Lambda_j} \cdot \cos(\theta_j) \cdot \sin(\alpha_j), \frac{2\pi}{\Lambda_j} \cdot \cos(\theta_j) \cdot \cos(\alpha_j), \frac{2\pi}{\Lambda_j} \cdot \sin(\theta_j) \right) \\
 \Omega_j &= \frac{2\pi}{T_j}; \quad \Lambda_j = T_j \cdot V_j = \frac{T_j \cdot V_{hj}}{\cos(\theta_j)}
 \end{aligned} \tag{2.18}$$

где k_{xj}, k_{yj}, k_{zj} – проекции вектора \mathbf{K}_j в ТСК_B; T_j, Λ_j – соответственно, период и длина j -ой волны; V_j, V_{hj} – модуль и горизонтальная компонента скорости j -ой волны; θ_j, α_j – угол места и азимут распространения j -ой волны в ТСК_B.

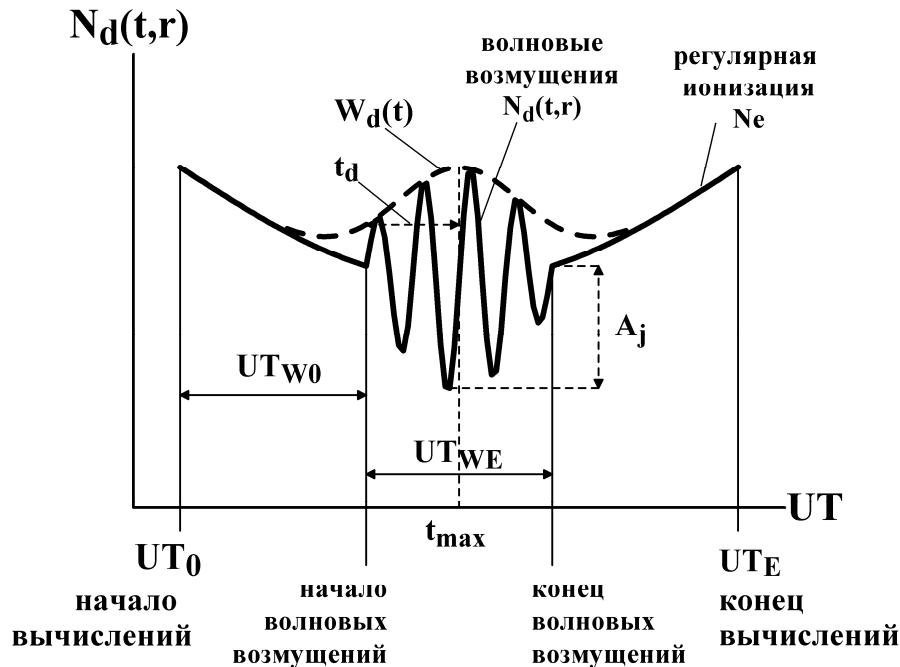


Рисунок 2.10 – Возмущения электронной концентрации (модель).

3. Возмущения электронной концентрации в виде перемещающихся волновых пакетов (Рисунок 2.10):

$$N_{d2}(t, r) = W_d(t) \cdot W_d(r) \cdot \sum_{j=1}^{NW} A_j \cdot \cos[\Omega_j \cdot (t + \ell^h - \ell_B^h) - (\mathbf{K}_j \cdot \mathbf{r}) + \varphi_j] \quad (2.19)$$

Модулирующая амплитуда $W_d(t) \cdot W_d(r)$ задается выражением (2.16) и дает возможность описывать возмущения в форме "перемещающегося волнового пакета".

2.3.2. Моделирование траекторий НИСЗ

Для расчетов ПЭС вдоль луча "приемник-НИСЗ" кроме распределения Ne в ионосфере необходимо также знать траекторию движения спутника. В программном комплексе предусмотрено две возможности для задания траектории НИСЗ:

- 1) расчет координат НИСЗ по простым моделям движения спутника;

2) использование реальных угловых координат НИСЗ, которые входят в набор стандартной информации, получаемой со спутников.

И в том, и в другом случае считается, что в ГСК спутник движется по круговой орбите с радиусом $R'_S = R_E + 20000$ (км).

Моделирование видимого движения НИСЗ. В методике наземного GPS-интерферометра, для тестирования которой предназначен базовый вариант модели ТЕСМОД, движение НИСЗ описывается с помощью угловых координат спутника в ТСК_A, имеющей начало в пункте приема А. В связи с этим нет необходимости моделировать действительную траекторию движения НИСЗ, достаточно задать алгоритмы изменения угла места $\theta_S(t)$ и азимута $\alpha_S(t)$ спутника. Принятая модель видимого движения НИСЗ в ТСК_A предполагает:

$$\theta_S(t) = \theta_{S0} + \theta_{S1} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{T_S} + \phi_\theta\right) \quad \alpha_S(t) = \alpha_{S0} + \alpha_{S1} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{T_S} + \phi_\alpha\right), \quad (2.20)$$

где θ_{S0} и α_{S0} – начальные значения угла места и азимута; θ_{S1} и α_{S1} – амплитуда их изменений; ϕ_θ и ϕ_α – начальные фазы; T_S – период обращения спутника. Перечисленные параметры вместе с временем начала и конца счета UT_0 и UT_E являются входными параметрами модели для расчета траектории НИСЗ. Настоящая модель движения спутника является весьма приближенной. Она отражает лишь общий характер видимого движения навигационных спутников. Тем не менее это позволяет проводить оценки влияния перемещения НИСЗ на результаты расчета скорости и направления движения неоднородностей ионосферной плазмы.

Моделирование орбиты НИСЗ. Особый случай представляет собой новое направление исследований, использующее данные приемников GPS, расположенных не на земной поверхности, а на борту космических аппаратов (таких, например, как ИСЗ LEO). Очевидно, что в такой схеме измерений не удобно пользоваться ТСК, связанной с пунктом приема. Движение спутников в этом случае описывается сферическими геоцентрическими координатами: $r'_T(t), \ell_T(t), \phi_T(t)$ – для НИСЗ, на котором находится GPS-передатчик, и $r'_R(t), \ell_R(t), \phi_R(t)$ – для ИСЗ, на котором расположен GPS-приемник. В связи с этим разработана специальная версия модели, в которой моделируются орбиты космических аппаратов, близкие к реальным. Для описания движения ИСЗ кроме ГСК используются вспомогательные геоцентрические системы координат: ГСК_и и ГСК_ω (п. 1.2.3). Предполагается, что в ГСК_ω орбита движения спутника представляет собой окружность с центром в начале координат, а координаты ИСЗ меняются по закону:

$$\dot{x}_\omega = R_S \cdot \cos\left(\frac{2\pi t}{T_S} + \psi_{0S}\right) \quad \dot{y}_\omega = R_S \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{T_S} + \psi_{0S}\right) \quad \dot{z}_\omega = 0, \quad (2.21)$$

где $R_S = R_E + h_S$ – радиус орбиты ИСЗ; h_S – высота орбиты над поверхностью Земли; T_S – период обращения ИСЗ; ψ_{0S} – начальное положение ИСЗ на орбите.

Тогда, согласно выражениям (A.9), в ГСК_и спутник имеет координаты:

$$\begin{aligned} \dot{x}_i &= \dot{x}_\omega \cos(\Omega_0) - \dot{y}_\omega \cos(i_0) \sin(\Omega_0) & \dot{y}_i &= \dot{x}_\omega \cos(\Omega_0) + \dot{y}_\omega \cos(i_0) \cos(\Omega_0), \\ & & \dot{z}_i &= \dot{y}_\omega \sin(\Omega_0) \end{aligned}, \quad (2.22)$$

где i_0 – наклонение орбиты ИСЗ; Ω_0 – долгота восходящего узла (Рисунок 1.3г).

В ГСК координаты ИСЗ определяются как:

$$\begin{aligned} x' &= \dot{x}_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_E} + \psi_{0E}\right) + \dot{y}_i \sin\left(\frac{2\pi t}{T_E} + \psi_{0E}\right) \\ y' &= -\dot{x}_i \sin\left(\frac{2\pi t}{T_E} + \psi_{0E}\right) + \dot{y}_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_E} + \psi_{0E}\right); & z' &= \dot{z}_i \end{aligned} \quad (2.23)$$

где $T_E = 86400$ с – период обращения Земли; ψ_{0E} – начальное положение Земли на орбите. По координатам x', y', z' рассчитываются массивы сферических геоцентрических координат спутника $r'(t), \ell(t), \phi(t)$.

Реальные угловые координаты НИСЗ. При необходимости вместо расчета углов по формулам (2.20) и (2.21)-(2.23) модель позволяет использовать реальные угловые координаты НИСЗ (ряды азимутов $\alpha_S(t)$ и ряды углов места $\theta_S(t)$ лучей на НИСЗ), полученные из RINEX-файлов. Входным параметром модели в данном случае служит имя файла с координатами НИСЗ. Кроме углов НИСЗ, из этого же файла берутся: дата, номер НИСЗ, а также время начала и конца счета UT_0 и UT_E , название и географические координаты пункта наблюдения, для которого заданы углы НИСЗ.

2.3.3. Модельный расчет ПЭС

Расчет ПЭС. ПЭС вдоль луча "приемник-НИСЗ" в ГСК равно:

$$\begin{aligned} I^m(t) &= \int_0^{D(t)} N(t, r') ds \\ D(t) &= \sqrt{\left(\dot{x}_S - \dot{x}_R\right)^2 + \left(\dot{y}_S - \dot{y}_R\right)^2 + \left(\dot{z}_S - \dot{z}_R\right)^2} \end{aligned} \quad (2.24)$$

где $D(t)$ – дальность до НИСЗ; x_S, y_S, z_S – геоцентрические координаты НИСЗ; x_R, y_R, z_R – геоцентрические координаты приемника.

Для спутников ГНСС ионосфера расположена гораздо ниже траектории НИСЗ, поэтому при расчете ПЭС вдоль луча "приемник-НИСЗ" интегрирование можно ограничить нижней $r_{bot}(t)$ и верхней $r_{top}(t)$ границами ионосферы:

$$I^m(t) = \int_{r_{bot}(t)}^{r_{top}(t)} N(t, r') ds \quad (2.25)$$

$r_{bot}(t)$ и $r_{top}(t)$ рассчитываются из условий: $r_{bot}(t) = (h_{bot}(t) + R_E)$ и $r_{top}(t) = (h_{top}(t) + R_E)$, здесь h_{bot}, h_{top} – высота нижней и верхней границы ионосферы. При расчетах обычно полагается: $h_{bot} = 0, h_{top} = 2000$ км.

Зашумление ПЭС. Расчет ПЭС по формуле (2.25) имитирует эксперимент в идеальных условиях – в отсутствие аддитивных помех, шумов фазовых измерений, а также возможного случайного фона возмущений ПЭС. Чтобы приблизить модельные расчеты к реальному эксперименту, используется процедура добавления случайного шума, имитирующего помехи различного рода:

$$I^m(t) = I^m(t) \cdot (1 + A_{ran} \cdot RAN), \quad (2.26)$$

где A_{ran} – задаваемая амплитуда шума; RAN – случайное число, которое имеет равномерное распределение на интервале $\{0 \div 1\}$, математическое ожидание 0.5 и дисперсию 1/12 [59].

Оценка ракурсных условий. В целях оценки ракурсных условий на исследуемой траектории (п. 1.2.5) модель дополнена модулем для расчета углов $\gamma(t)$ и коэффициента $M(t)$ по формуле (1.17) с выводом результатов в отдельный файл вывода. Независимый вывод делает модуль достаточно автономным: он может использоваться как вместе с моделью, так и независимо от нее для обработки экспериментальных данных.

2.3.4. Примеры использования моделирования

Компьютерное моделирование определения ПЭС используется в нескольких целях: тестирование алгоритмов программного комплекса GLOBDET [13, 55, 77]; проверка достоверности расчетов характеристик ПИВ [55, 70, 73, 76-80]; исследование ракурсной зависимости амплитуды ПИВ [55, 77]; разработка методов определения положения и "времени

включения" локализованных источников ионосферных возмущений (землетрясения, промышленные взрывы, запуски ракет-носителей) [66, 70, 79-81]; исследование перемещающихся волновых пакетов [82-85]; анализ возможных механизмов образования ПИВ различной формы [86] и др. Разработанная автором модель использовалась в диссертациях Паламарчука К.С. [87], Плотникова А.В. [88], Воейкова С.В. [64]. Настоящий раздел содержит некоторые примеры применения модели, полученные при непосредственном участии автора.

Исследование влияния ракурсного эффекта на амплитуду возмущений ПЭС. Изучение влияния ракурсной зависимости на амплитуду возмущений ПЭС проводилось на примере запусков космических аппаратов [89]. На рисунке 2.11а, г приведены типичные временные зависимости ПЭС $I(t)$, полученные вблизи космодрома Байконур (станция CHUM, НИСЗ GPS PRN16, PRN18, PRN19, PRN22) в период запуска ракеты "Протон" 17 апреля 2000 г. Для тех же НИСЗ на рисунке 2.11б, д даны вариации ПЭС $dI(t)$ со снятым трендом. Для спутника PRN18 уверенно выделяются вызванные УАВ колебания, амплитуда которых (~ 0.15 TECU) существенно превышает уровень фоновых флюктуаций ПЭС. Амплитуда колебаний для PRN19 и PRN16 значительно ниже (~ 0.05 TECU). На луче PRN22 возмущения практически не наблюдаются.

На рисунке 2.11в,е толстыми линиями показано поведение угла γ между волновым вектором \mathbf{K} возмущения и лучом "приемник-НИСЗ", рассчитанного для тех же спутников. По формулам (1.18) при $\theta_1 = 56^\circ$, $\alpha_1 = 166^\circ$, были рассчитаны также теоретические зависимости $M(\gamma)$ для четырех обсуждаемых НИСЗ (Рисунок 2.11в,е, тонкие линии). Условия регистрации УАВ наиболее благоприятны для PRN18: $M(\gamma)$ близко к 1, угол γ лежит в пределах $89\text{--}98^\circ$ для всего периода измерений. Для PRN19 величина $M(\gamma)$ достигает 0.9, однако, угол γ не превышает 70° , в результате амплитуда возмущений ПЭС ниже, чем на PRN18, но еще достаточно велика. На луче PRN22 условия регистрации УАВ хуже всего: γ лежит в пределах $15\text{--}30^\circ$, а $M(\gamma)$ близко к 0.1, т.е. УАВ перемещается почти вдоль луча "приемник-НИСЗ". В связи с этим амплитуда возмущений ПЭС на данном луче близка к уровню шумов.

Для сравнения характера ракурсной зависимости амплитуды колебаний ПЭС, полученного в период запуска 17 апреля 2000 г., с теоретическими расчетами, проведено моделирование волновых возмущений электронной концентрации. Возмущение задавалось в форме единичного волнового пакета (формулы 2.17-2.18) с параметрами, близкими к полученным из экспериментальных данных: $\Lambda_1 = 421$ км, $T_1 = 6$ мин, $t_d = 4$ мин, $t_{\max} = 21:18$ UT, $\theta_1 = 56^\circ$, $\alpha_1 = 166^\circ$, $A_1 = 2\%$. Некоторые результаты моделирования приведены на рисунке 2.11а,б,д (тонкие линии).

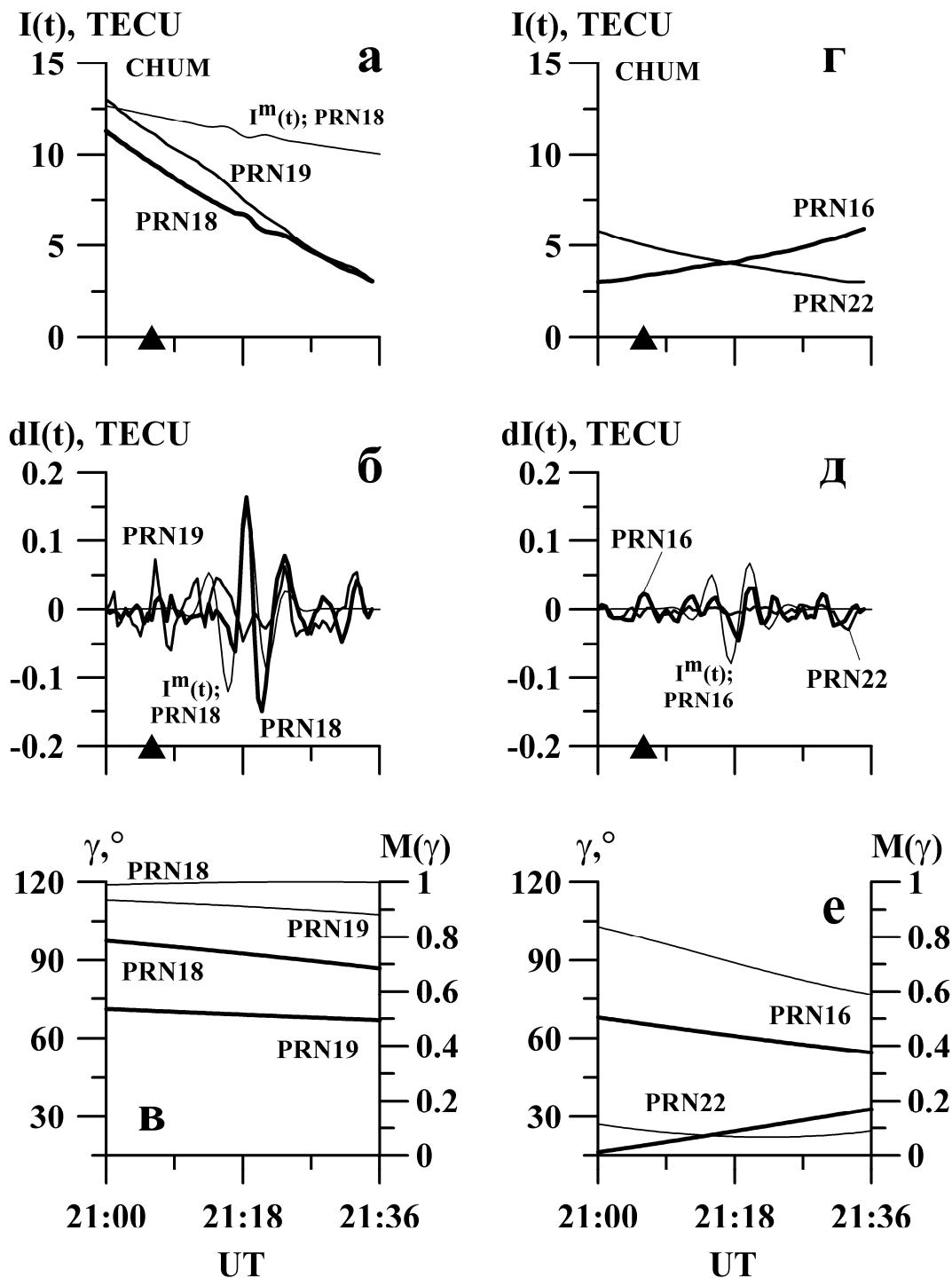


Рисунок 2.11 – Влияние ракурсного эффекта на амплитуду вариаций ПЭС. Стрелки у оси абсцисс отмечают время старта (21:06 UT).

Поведение модельного ряда $I^m(t)$ и экспериментальных рядов ПЭС достаточно близко. Хотя, при увеличении угла места НИСЗ расхождение между модельными и экспериментальными рядами несколько увеличивается. Кроме того, в данном примере модель дала завышенные значения ПЭС, поскольку в ее задачи не входит точное описание пространственно-временных вариаций абсолютного ПЭС. Однако этот факт не оказывает

влияния на последующие выводы, т.к. анализ выполняется только для рядов с удаленным трендом $dI(t)$. Модельные ряды $dI^m(t)$ с удаленным трендом показаны тонкими линиями на рисунке 2.11б (для PRN18) и на рисунке 2.11д (для PRN16). Характер модельных возмущений достаточно хорошо согласуется с возмущениями ПЭС, наблюдавшимися в эксперименте.

Исследование возможности регистрации отклика ПЭС на старты космических аппаратов с помощью навигационной системы "Transit". Методы исследования параметров УАВ разрабатывались для глобальной навигационной системы GPS. Автором сделана оценка возможности использования этих методов для регистрации откликов УАВ с помощью спутниковой радионавигационной навигационной системы (СРНС) первого поколения "Transit" [89]. В этих целях было проведено моделирование наблюдений отклика ионосферы на старт ракеты "Протон" 17 апреля 2000 г. с использованием сигналов СРНС "Transit". Для моделирования были выбраны две условные траектории НИСЗ "Transit" T1 и T2 (Рисунок 2.12).

При расчетах полагалось, что в ГСК НИСЗ движется по круговой почти полярной орбите с радиусом $R_S = R_E + 1000$ км. Возмущение задавалось в форме единичного волнового пакета (формула 2.17) с параметрами: $L_1 = 421$ км, $T_1 = 6$ мин, $t_d = 4$ мин, $t_{max} = 21:18$ UT, $\theta_1 = 56^\circ$, $\alpha_1 = 166^\circ$, $A_1 = 2\%$ и $A_1 = 10\%$. Эти параметры аналогичны задававшимся в модельных расчетах для НИСЗ GPS. Расчеты показали, что возмущение с $A_1 = 2\%$ не оказывает заметного влияния на модельные вариации ПЭС для НИСЗ "Transit", поэтому в дальнейшем используется $A_1 = 10\%$. Рассчитанные ряды $I^m(t)$ были обработаны по той же методике, что и аналогичные данные спутников GPS.

Результаты моделирования приведены на рисунке 2.13а,б. Для траектории T1 (линия T1) вблизи заданного в модели t_{max} в отфильтрованных рядах $dI^m(t)$ наблюдается слабое волновое возмущение ПЭС с амплитудой менее 0.05 TECU. Анализ ракурсных условий траектории T1 показал, что в период 21:15-21:24 UT угол γ не превышает 60° , а величина $M(\gamma)$ низка (0.6-0.2) (Рисунок 2.13в, г). Таким образом, условия детектирования УАВ, вызванной запуском ракеты "Протон" на НИСЗ "Transit" очень неблагоприятны.

С помощью моделирования была подобрана такая траектория НИСЗ "Transit", радиус-вектор которой перпендикулярен волновому вектору УАВ (траектория T2). При этом выполняется ракурсное условие (1.17), и амплитуда отклика ПЭС окажется максимальной. Для траектории T2 в период 21:15-21:24 UT угол γ составлял 90° (Рисунок 2.13в), значение $M(\gamma)$ близко к 1 (Рисунок 2.13г).

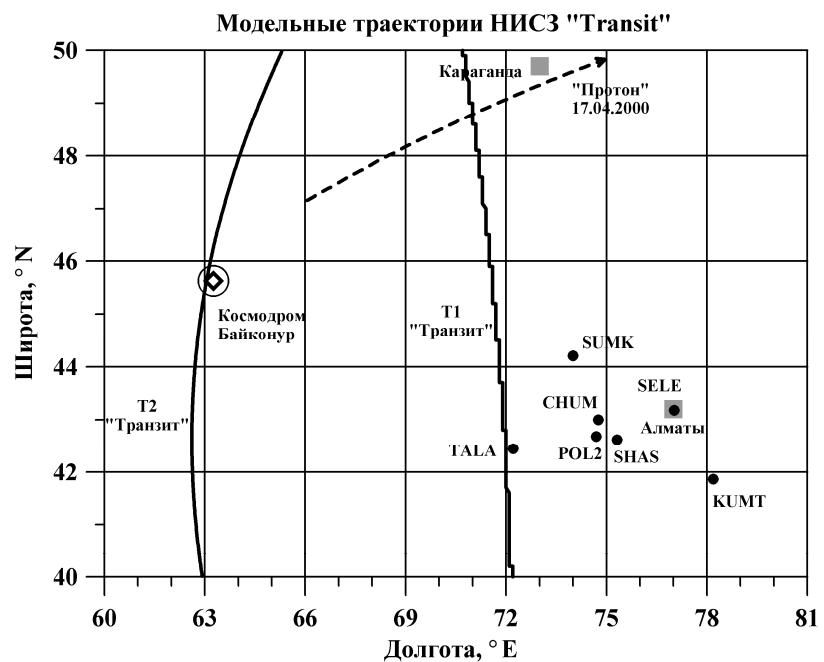


Рисунок 2.12 – Геометрия измерений вариаций ПЭС с помощью СРНС "Transit" во время старта ракеты "Протон" 17.04.2000 (модель).

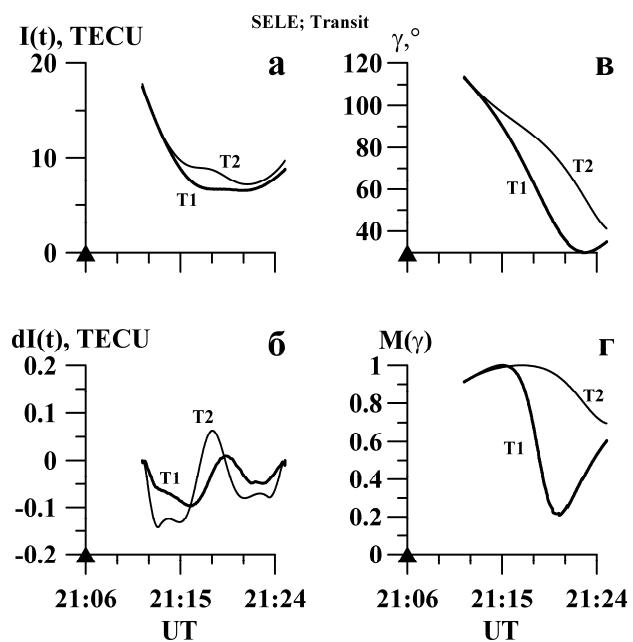


Рисунок 2.13 – Результаты моделирования измерений вариаций ПЭС с помощью СРНС "Transit" во время старта ракеты "Протон" 17.04.2000.

Полученные временные зависимости $I^m(t)$ и $dI^m(t)$ для траектории Т2 показаны на рисунке 2.13а,б линиями Т2. Действительно, волновое возмущение в вариациях ПЭС более выражено. Оно имеет форму уединенной полуволны (волнового пакета) с максимумом в 21:18 UT и полушириной около 4 мин – параметрами, близкими к заданным. Амплитуда возмущения составляет около 0.1 TECU. Колебания такой же амплитуды наблюдаются и в системе GPS на PRN18 (Рисунок 2.11б), где условия детектирования УАВ подобны. Однако, задававшаяся в модели волны "несущая" компонента (волна с периодом 6 мин) не прорисовывается в вариациях ПЭС на траектории НИС3 "Transit", хотя прекрасно видна в модельных зависимостях для спутников GPS (Рисунок 2.11б,д, тонкие линии).

Таким образом, данные, полученные на макете по приему сигналов СРНС "Transit", не позволяют с уверенностью соотнести зарегистрированные волновые возмущения ПЭС с УАВ от запуска космического аппарата. СРНС "Transit" в силу высокой скорости движения НИС3 не обеспечивает уверенную регистрацию и определение параметров короткопериодных волновых возмущений ПЭС, вызванных УАВ.

Тестирование метода SADM-GPS. Оценка работоспособности алгоритма SADM-GPS и точности определения характеристик ПИВ неоднократно проводилась путем сравнения заданных в модели параметров ПИВ ($\alpha_j^m, \theta_j^m, V_{hj}^m$) с величинами (α, θ, V_h), полученными в результате обработки модельных рядов $I^m(t)$ методом SADM-GPS [55, 70, 77]. Тестирование метода SADM-GPS проводилось для различных траекторий НИС3. Приводимые ниже примеры используют модель видимого движения НИС3 (формула 2.21) при следующих значениях параметров: $T_S = 8$ ч; $\theta_{S0} = 30^\circ$; $\alpha_{S0} = 135^\circ$; $\theta_{S1} = 30^\circ$; $\alpha_{S1} = 60^\circ$; $\phi_0 = 0$; $\phi_\alpha = 0$.

Тестирование метода SADM-GPS на модели возмущения в виде одной плоской волны. На рисунке 2.14а,б показаны временные вариации направления α , и скорости V_h , рассчитанные с помощью алгоритма SADM-GPS для модели единичной (NW=1) плоской волны (формула 2.17) с амплитудой $A_1^m = 2\%$, периодом $T_1^m = 30$ мин, горизонтальной скоростью $V_{h1}^m = 157$ м/с, углом места волнового вектора $\theta_1^m = -45^\circ$ и азимутом $\alpha_1^m = 135^\circ$. Соответствующие распределения азимутов $P(\alpha)$ и скоростей $P(V_h)$ показаны на панелях (в, г). Рассчитанные средние значение скорости \bar{V}_h и азимута $\bar{\alpha}$, а также СКО скорости σV_h и азимута $\sigma \alpha$ приведены в первой строке Таблицы 2.5. Как видно из рисунка и таблицы, рассчитанные с помощью алгоритма SADM-GPS значения α и V_h , близки к заданным величинам и не зависят от времени. Функции распределения этих величин имеют хорошо выраженный максимум в районе заданных значений.

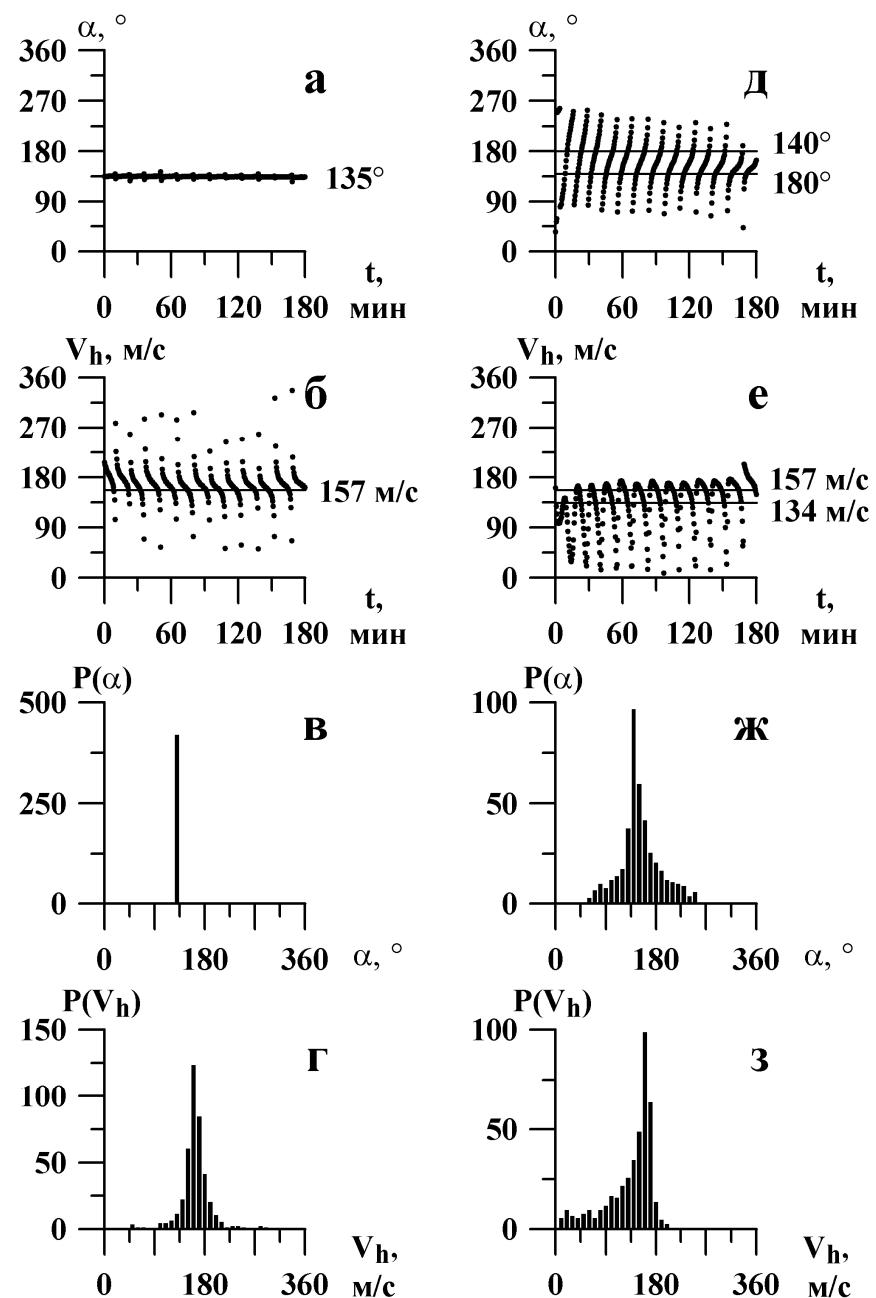


Рисунок 2.14 – Характеристики ПИВ, рассчитанные методом SADM-GPS для модели возмущения в виде одной плоской волны (а-г). Те же характеристики для модели возмущения в виде суммы двух плоских волн (д-з). Значения скорости и азимута, заданные в моделях, показаны горизонтальными линиями.

Таблица 2.5 – Результаты тестирования метода SADM-GPS

A_1^m	A_2^m	V_{h1}^m , м/с	V_{h2}^m , м/с	α_1^m , $^{\circ}$	α_2^m , $^{\circ}$	$A_{\text{ран}}$	\bar{V}_h , м/с	σV_h , м/с	$\bar{\alpha}$, $^{\circ}$	$\sigma \alpha$, $^{\circ}$
0.02	–	157	–	135	–	0	168	30	135	1.8
0.02	–	157	–	135	–	0.1	113	61	159	67
0.02	0.02	157	134	140	180	0	140	46	156	0
0.02	0.02	157	134	140	180	0.1	127	70	175	73

Рассчитанный $\bar{\alpha}$ совпадает с заданным α_1^m . Ошибка в определении скорости не превышает 7%. Работоспособность алгоритма SADM-GPS была проверена для всех возможных азимутов распространения ПИВ. При этом α_1^m менялся в пределах $0^\circ \div 360^\circ$ с шагом 22.5° . Проверка показала, что метод SADM-GPS позволяет получать точную величину α при всех заданных значениях α_1^m .

Тестирование метода SADM-GPS на модели возмущения в виде суммы двух плоских волн.

На рисунке 2.14д,е показаны временные вариации направления α и скорости V_h , рассчитанные с помощью алгоритма SADM-GPS для модели возмущения в виде двух плоских волн с одинаковой амплитудой $A_1^m = A_2^m = 2\%$, близкими периодами $T_1^m = 30$ мин и $T_2^m = 35$ мин, горизонтальными скоростями $V_{h1}^m = 157$ м/с и $V_{h2}^m = 134$ м/с, углами места $\theta_1^m = \theta_2^m = -45^\circ$ и азимутами $\alpha_1^m = 140^\circ$ и $\alpha_2^m = 180^\circ$. Соответствующие распределения азимутов $P(\alpha)$ и скоростей $P(V_h)$ показаны на панелях (ж, з). Рассчитанные по методу SADM-GPS средние значение скорости \bar{V}_h и азимута $\bar{\alpha}$, а также СКО скорости σV_h и азимута $\sigma \alpha$ приведены в третьей строке Таблицы 2.5.

Поскольку в GPS-детекторе не производится разделение мод интерферирующих сигналов, в случае волн с одинаковыми амплитудами, близкими периодами и фазовыми скоростями, следует ожидать, что будет зарегистрировано некоторое суммарное возмущение, перемещающееся в направлении $\alpha \approx (\alpha_1^m + \alpha_2^m)/2$ со скоростью $V_h \approx (V_{h1}^m + V_{h2}^m)/2$. Действительно, среднее значение азимута $\bar{\alpha}$, рассчитанное методом SADM-GPS, близко к величине $(\alpha_1^m + \alpha_2^m)/2 = 160^\circ$. То же самое относится к средней скорости, определенной по алгоритму SADM-GPS: $\bar{V}_h \approx (V_{h1}^m + V_{h2}^m)/2 \approx 146$ м/с. В отличие от модели одной волны наблюдается заметное уширение распределений скорости и направления, возрастание СКО скорости и азимута. Иными словами, в случае нескольких волновых возмущений с близкими параметрами мы получаем некоторые усредненные характеристики скорости и направления перемещения с заметным увеличением разброса расчетных величин. Расчеты для модели двух волн с существенно различными амплитудами показали, что значения азимута $\bar{\alpha}$, и скорости \bar{V}_h , полученные с помощью алгоритма SADM-GPS, близки к соответствующим параметрам волны, имеющей большую амплитуду.

Тестирование работы метода SADM-GPS в присутствии аддитивных шумов. С помощью моделирования была проведена также проверка устойчивости работы метода SADM-GPS в присутствии аддитивных шумов. Проверка проводилась добавлением случайного шума,

имитирующего помехи, в модельные вариации ПЭС (формула 2.26). Амплитуда аддитивного шума A_{ran} (отношение "шум/сигнал") варьировалось от 0.01 до 0.1. На рисунке 2.15 представлены аналогичные рисунку 2.5 вариации азимута α и скорости V_h , рассчитанные при относительной амплитуде шума $A_{\text{ran}} = 0.1$.

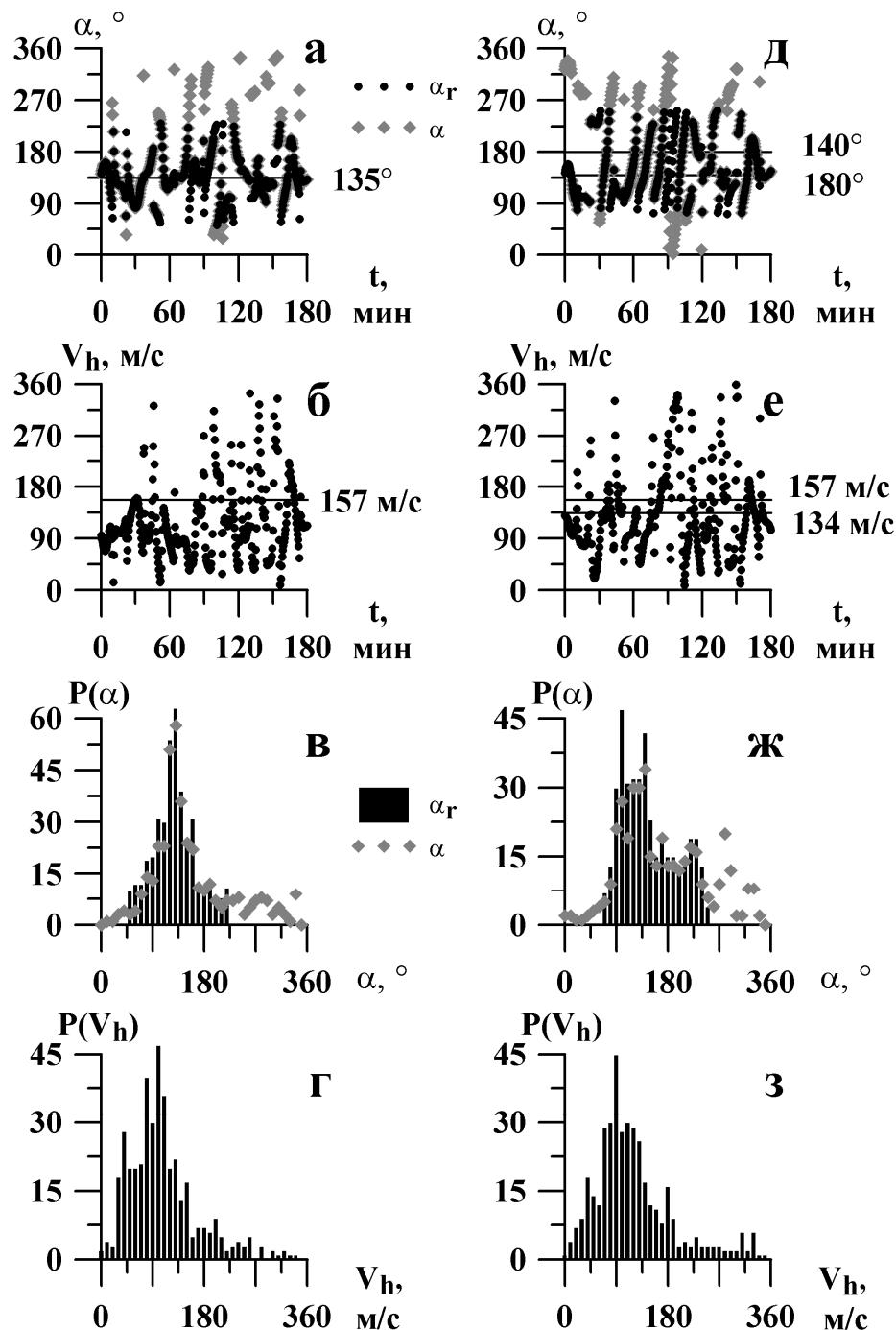


Рисунок 2.15 – Характеристики ПИВ, рассчитанные методом SADM-GPS для моделей возмущения с добавлением аддитивного шума: одна плоская волна (а-г); сумма двух плоских волн (д-з).

Рассчитанные средние значение скорости \bar{V}_h и азимута $\bar{\alpha}$, а также СКО скорости σV_h и азимута $\sigma \alpha$ приведены во второй (для модели одной волны) и четвертой (для модели двух волн) строках Таблицы 2.5.

Как и следовало ожидать, в присутствие шума наблюдается существенное уширение распределения скорости с увеличением СКО до 61 м/с (для одной волны) и до 70 м/с (для двух волн), а также уменьшение среднего значения скорости, соответственно, до 113 м/с и до 127 м/с. Увеличивается разброс значений азимута $\alpha(t)$ с увеличением $\sigma \alpha$ до 67° (для одной волны), до 73° (для двух волн) и существенным смещением $\bar{\alpha}$ до 159° и 175° , соответственно. Кроме того, появляются зеркальные отражения α в область значений $\alpha \pm 180^\circ$, что проявляется в двугорбой форме распределений $P(\alpha)$. Существование двух направлений перемещения может быть связано тем, что временные вариации $\dot{I}_t(t)$ оказываются не связаны с соответствующими вариациями $\dot{I}_x(t)$ и $\dot{I}_y(t)$. Такая ситуация может возникнуть, если распространение возмущения происходит на фоне широкополосных случайных колебаний ПЭС, а измерения ПЭС проводятся при высоком уровне помех. Например, для возмущения в виде одной плоской волны компоненты скорости в соответствии с уравнениями (2.6):

$$u_x(t) = \frac{\dot{I}_t(t) + No_t}{\dot{I}_x(t) + No_x}, \quad u_y(t) = \frac{\dot{I}_t(t) + No_t}{\dot{I}_y(t) + No_y}, \quad \text{где } No_t, No_x, No_y - \text{шумы измерений } \dot{I}_t, \dot{I}_x, \dot{I}_y.$$

Очевидно, что при относительно высоких значениях величин No_t, No_x, No_y появится "шум знака" компонент скорости $u_x(t), u_y(t)$ и направления α . Для выделения преобладающего направления перемещения возмущения в тех случаях, когда распределения азимутов $P(\alpha)$ имеют двугорбую форму, предложен следующий алгоритм [55]:

1. По распределению $P(\alpha)$, которое соответствует исходному ряду $\alpha(t)$, определяется наиболее вероятный азимут α_m перемещения возмущения.
2. Полагая, что величины $\alpha(t)$, выходящие за пределы $\alpha_m \pm 90^\circ$, появились вследствие шума знака азимута, ряд $\alpha(t)$ преобразуется в приведенный ряд $\alpha_r(t)$:

$$\alpha_r(t) = \alpha(t) + 180^\circ \quad \text{при } \Delta\alpha > 90^\circ$$

$$\alpha_r(t) = \alpha(t) \quad \text{при } \Delta\alpha \leq 90^\circ$$

где $\Delta\alpha = |\alpha - \alpha_m|$, если $|\alpha - \alpha_m| \leq 180^\circ$ и $\Delta\alpha = 180^\circ - |\alpha - \alpha_m|$ в противном случае.

3. Для приведенного ряда строится распределение $P(\alpha_r)$.

4. Среднее значение и СКО азимута α вычисляется по распределению $P(\alpha_r)$ или путем усреднения величин в приведенном ряду $\alpha_r(t)$.

На рисунке 2.15 (а, д) точками отмечены приведенные значения $\alpha_r(t)$, распределения $P(\alpha_r)$ построены на рисунке 2.15 (в, ж) в виде гистограмм сплошными линиями. Анализ показал, что приведенные величины больше соответствуют параметрам заданной модели.

Таким образом, с помощью компьютерного моделирования показано, что метод SADM-GPS позволяет определять вектор скорости перемещения возмущений для всех возможных значений азимута. В случае монохроматических колебаний ПЭС азимут определяется с точностью 2-3°, а точность определения горизонтальной компоненты скорости составляет 6-10%. В присутствии аддитивных помех, когда отношение "шум/сигнал" превышает значение 0.05, точность определения скорости составляет 20-25%, существенно увеличивается разброс значений азимута, возникают определенные трудности с выделением преобладающего направления перемещения. В связи с этим во всех исследованиях, использующих GPS-радиоинтерферометр, для анализа используются только данные, в которых отношение "шум/сигнал" не превышает 0.05.

Оценка коэффициента пропорциональности между относительными амплитудами вариаций ПЭС и возмущений электронной концентрации. Для физики ионосферных неоднородностей весьма важной является оценка относительной амплитуды dNe/Ne локального возмущения электронной концентрации. Переход от относительной амплитуды вариаций ПЭС dI/I , которая может быть получена при зондировании ионосферы сигналами ГНСС, к значению dNe/Ne не является простым. При этом необходимо учитывать, что dI/I и dNe/Ne зависят от фоновых значений, соответственно, I и Ne , [90]. Если возмущения электронной концентрации локализованы в тонком слое, их вклад в модуляцию ПЭС будет достаточно малым, так что отношение dNe/Ne может быть существенно больше отношения dI/I . Кроме того, амплитуда возмущения ПЭС dI подвержена сильной ракурсной зависимости и зависит от угла γ между волновым вектором возмущения K и лучом "приемник-НИСЗ". Геомагнитное поле оказывает влияние на передачу движений от нейтральной составляющей атмосферы к электронной компоненте ионосферы. Амплитуда возмущения электронной концентрации dNe/Ne зависит от угла ψ между направлением магнитного поля и вектором скорости нейтрального газа.

Соотношение между dNe/Ne и dI/I можно представить в виде:

$$(dI/I)/(dNe/Ne) = k_{\max}, \quad (2.27)$$

где k_{\max} – максимальное значение коэффициента перехода от dNe/Ne к dI/I при оптимальных ракурсных условиях.

Для оценки величины k_{\max} проведено численное моделирование с помощью модели, описанной в разделах 2.3.1-2.3.3. В модельных расчетах были исключены суточные и сезонные вариации N_e . В качестве возмущения выбрана неподвижная изолированная неоднородность в виде шара с характерным размером R_d . Электронная концентрация внутри неоднородности плавно убывает от центра к периферии (ф. 2.16):

$$N_d = A_d \exp \left[\frac{(x - x_{\max})^2 + (y - y_{\max})^2 + (z - z_{\max})^2}{R_d} \right], \quad (2.28)$$

здесь A_d – амплитуда возмущения в процентах от значения N_{\max} электронной концентрации в максимуме слоя F2, т.е. $A_d = dN_e/N_e$; x, y, z – координаты текущей точки в ТСК, связанной с приемником GPS; $x_{\max}, y_{\max}, z_{\max}$ – координаты центра неоднородности (т. М) в ТСК. Считалось, что неоднородность расположена на высоте максимума слоя F2 ($z_{\max} = 300$ км). Положение неоднородности относительно приемника GPS (т.е. центра координат ТСК) определялось углом места θ и азимутом α радиус-вектора т. М. Рассматривалось два случая: $\theta = 45^\circ$ и $\theta = 60^\circ$. В обоих случаях $\alpha = 45^\circ$. Характерный размер неоднородности R_d последовательно выбирался равным 30, 100, 300 км. Относительная амплитуда возмущения dN_e/N_e во всех случаях полагалась равной 10%.

Видимое движение ИСЗ GPS в интервале времени 12:00-13:00 UT задавалось изменением азимута $\alpha_S(t)$ луча на ИСЗ от 0 до 90° , угол места $\theta_S(t)$ при этом оставался постоянным. Расчеты были выполнены для двух траекторий: $\theta_S = 45^\circ$ и $\theta_S = 60^\circ$. Траектории подбирались так, чтобы на одной из них луч "приемник-НИСЗ" в течение исследуемого интервала времени обязательно пересек центр неоднородности электронной концентрации. Результаты моделирования представлены на рисунке 2.16. На панелях (а) и (д) отражено поведение $\alpha_S(t)$. На панелях (б-г) показаны результаты расчетов ПЭС в случае $\theta = 45^\circ$; на панелях (е-з) – в случае $\theta = 60^\circ$. Зависимости I_{45} ПЭС для траектории $\theta_S = 45^\circ$ изображены черной линией, зависимости I_{60} для траектории $\theta_S = 60^\circ$ – серой. В левой части рисунка лучи "приемник-НИСЗ", соответствующие I_{45} , проходят через центр неоднородности N_e в момент, когда $\alpha_S = 45^\circ$. В правой части рисунка через центр неоднородности в момент $\alpha_S = 45^\circ$ проходят лучи, соответствующие I_{60} .

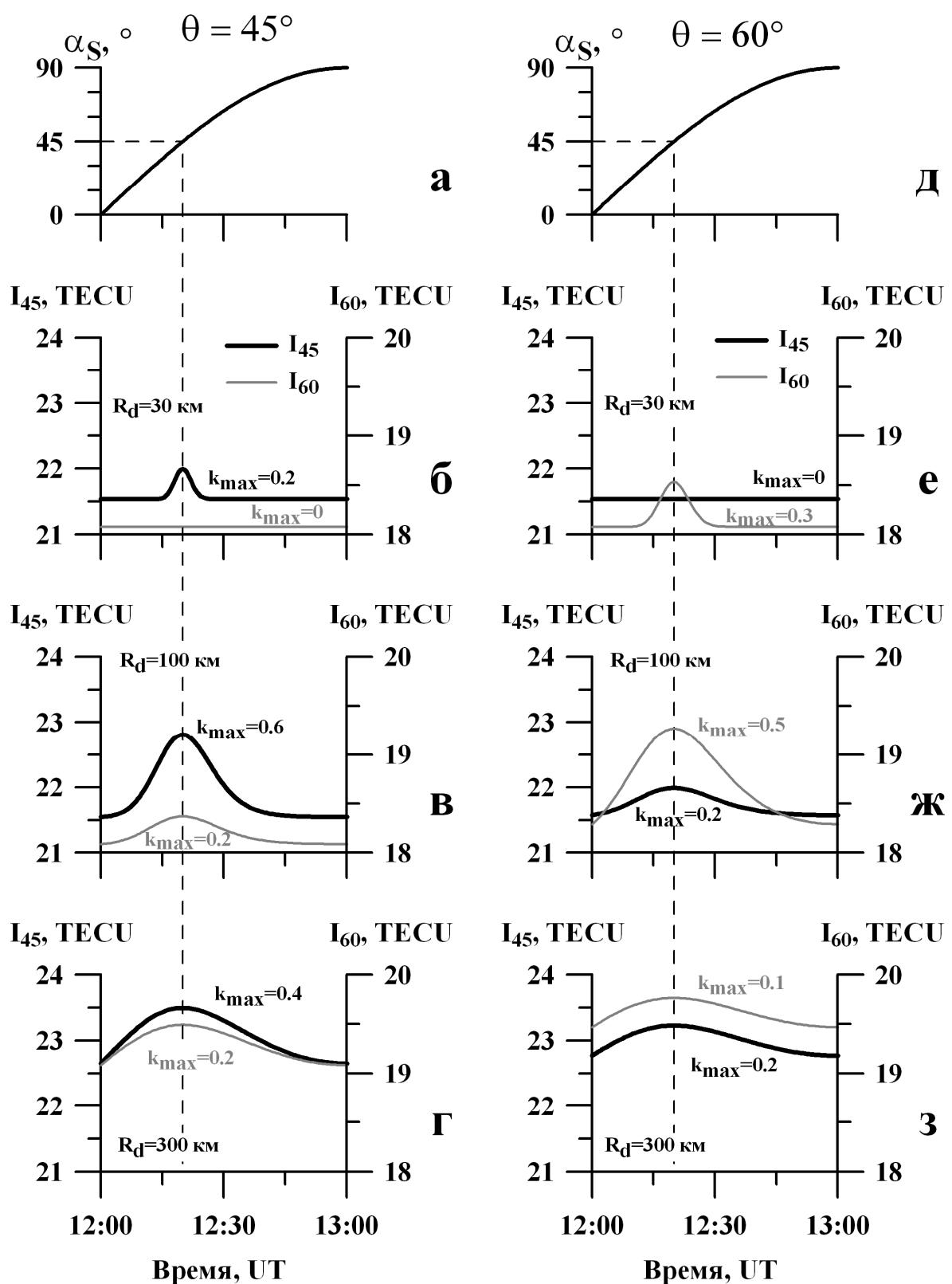


Рисунок 2.16 – Результаты моделирования. Поведение азимута α_S (а, д). Результаты расчетов ПЭС при $\theta_S=45^\circ$ (б-г) и $\theta_S=60^\circ$ (е-з).

В тех случаях, когда луч "приемник-НИС3" не пересекает неоднородность Ne (Рисунок 2.16б, серая линия; Рисунок 2.16е, черная линия), ПЭС остается постоянным в течение всего интервала наблюдений. Этого и следовало ожидать при постоянном угле места θ_S и отсутствии суточного хода Ne . Для траекторий, на которых луч "приемник-НИС3" проходит через неоднородность Ne , в вариациях ПЭС прослеживается хорошо выраженное возмущение в виде одиночного импульса. Ширина импульса пропорциональна характерному размеру неоднородности R_d . Максимальное приращение ПЭС в импульсе наблюдается в тот момент, когда угол между лучом "приемник-НИС3" и радиус-вектором центра неоднородности минимален. При этом $\alpha_S = \alpha = 45^\circ$. На рисунке этот момент отмечен пунктирной линией.

Абсолютная амплитуда возмущения ПЭС dI зависит от нескольких факторов. Прежде всего, она пропорциональна R_d , т.к. с увеличением размера неоднородности, при прочих равных условиях, возрастает длина отрезка луча "приемник-НИС3", лежащего в области возмущенных значений Ne . Кроме того, dI зависит от взаимного расположения неоднородности Ne и луча "приемник-НИС3". На рисунке 2.16 (в, г, ж, з) хорошо видно, что наибольших значений dI достигает тогда, когда луч "приемник-НИС3" проходит через центр неоднородности. Как амплитуда возмущения dI , так и величина ПЭС I определяется также углом места луча "приемник-НИС3" и амплитудой возмущения Ne в неоднородности.

Рассчитанные значения dI/I и k_{max} приведены в Таблице 2.6. Оба параметра, так же как и величины dI и I , обнаруживают значительную изменчивость в зависимости от характеристик возмущения электронной концентрации и условий измерений. В большинстве случаев величина k_{max} меняется в пределах 0-0.3.

Таблица 2.6 – Результаты моделирования для оценки отношения $(dI/I)/(dNe/Ne)$

N	R_d , км	θ , $^\circ$	θ_S , $^\circ$	dI , TECU	I , TECU	dI/I , %	k_{max}
1	30	45	45	0.499	21.5	2.3	0.2
2	100	45	45	1.210	21.6	5.6	0.6
3	300	45	45	0.796	22.7	3.5	0.4
4	30	45	60	0	18.074	0	0
5	100	45	60	0.271	18.1	1.5	0.2
6	300	45	60	0.391	19.1	2.1	0.2
7	30	60	45	0.036	21.5	0.2	0.02
8	100	60	45	0.391	21.6	1.8	0.2
9	300	60	45	0.428	22.8	1.9	0.2
10	30	60	60	0.460	18.074	2.6	0.3
11	100	60	60	0.967	18.3	5.3	0.5
12	300	60	60	0.264	19.5	1.4	0.1

В самых благоприятных условиях регистрации, когда луч "приемник-НИС3" пересекает центр сферической неоднородности Ne , $k_{max} = 0.5 - 0.6$ (строки 2 и 11 в Таблице 2.6). При этом характерный размер неоднородности $R_d = 100$ км сравним с полутолщиной слоя F2. Это означает, что возмущение ПЭС с относительной амплитудой $dI/I = 5\%$ может быть вызвано неоднородностью электронной концентрации, локализованной в области максимума слоя F2, имеющей относительную амплитуду dNe/Ne не менее 10% и характерный размер, сравнимый с полутолщиной слоя F2.

Данные моделирования помогли объяснить результаты, полученные в экспериментах. Для магнитных бурь 17.04.2002, 29-30.10.2003, 10.11.2004 было проведено сравнение интенсивности вариаций ПЭС, измеренного по данным GPS, с интенсивностью возмущений локальной электронной концентрации, полученной на ионозондах и радарах НР [91-93]. Во время бури 30.10.2003 по данным североамериканских станций GPS и ионозонда Dyess AFB относительная амплитуда колебаний ПЭС составила $dI/I \approx 14\%$ (в качестве фонового значения I для расчета dI/I использовалась величина вертикально ПЭС, определенная по картам GIM), при этом относительная амплитуда возмущения электронной концентрации в области максимума F-слоя dNe/Ne достигала 40%. Во время бури 29.10.2003 по данным GPS-станций в Восточной Сибири и Иркутского дигизонда $dI/I \approx 10-12\%$, а $dNe/Ne \approx 45-50\%$. Более интенсивное возмущение наблюдалось в Восточной Сибири во время бури 10.11.2004: $dI/I \approx 40\%$, $dNe/Ne \approx 85\%$. Во время бури 17.04.2002 по данным GPS-станций в Восточной Сибири и Иркутского радара НР $dI/I \approx 5\%$, $dNe/Ne \approx 10-14\%$. В первых двух случаях отношение $(dI/I)/(dNe/Ne)$ было практически одинаковым и составило 0.2-0.3. Во время возмущений 10.11.2004 и 17.04.2002 $(dI/I)/(dNe/Ne) \approx 0.3-0.5$. Учитывая результаты моделирования, полученное соотношение амплитуд означает выраженную высотную локализацию возмущений вблизи главного максимума Ne с характерным вертикальным масштабом около 100-150 км. Этот вывод был подтвержден при регистрации высотного профиля dNe/Ne на иркутском радаре НР во время бури 17.04.2002 (п. 3.1.2).

Таким образом при различных условиях наблюдения относительная амплитуда колебаний ПЭС dI/I может составлять 0-60% от относительной амплитуды возмущения электронной концентрации dNe/Ne . Количественная оценка dNe/Ne по данным dI/I возможна только в рамках некоторой модели Ne [12, 52].

2.4. Методические вопросы зондирования ионосферы сигналами GPS, ГЛОНАСС

2.4.1. Особенности наблюдения спутников GPS, ГЛОНАСС в высоких широтах

Определенные ограничения на возможности зондирования ионосферы сигналами ГНСС накладывает геометрия спутникового сегмента навигационной системы, которая связана с наклонением орбит НИСЗ (55° для GPS и 64.8° для ГЛОНАСС). В [13] указывалось, что на станциях GPS, расположенных в экваториальных широтах, наблюдается достаточно равномерное распределение трасс "приемник-спутник" на небесной сфере. С удалением от экватора увеличивается обращенная к северу область ионосферы, измерения в которой проводить не удается из-за отсутствия лучей "приемник-НИСЗ". Это должно приводить к затруднению изучения авроральных регионов. Кроме того, часто считают, что из-за наклонения орбиты GPS в 55° на высокоширотных станциях спутники GPS будут наблюдаться только на юге (в северном полушарии), иметь низкие углы места, а наблюдение полярных областей невозможно. Однако, в указанных оценках не учитывалась высота орбиты спутников GPS, которая обеспечивает проведение наблюдений на всей поверхности земного шара (в том числе и в полярных областях). Для прояснения этого вопроса автором проведено изучение особенностей наблюдения НИСЗ GPS, ГЛОНАСС на высокоширотных наземных станциях.

На рисунке 2.17 представлены схемы зондирования ионосферы сигналами GPS и ГЛОНАСС, выполненные с соблюдением пропорций и углов. Точки B_1 , B_2 отмечают положение на поверхности Земли приемников GPS/ГЛОНАСС, принимающих сигналы навигационных спутников S_1 , S_2 . Точки B_1 , B_2 имеют широты ϕ_1 , ϕ_{\min} . Наклонение орбит определяет максимальную широту ϕ_M , до которой могут подниматься навигационные ИСЗ: $\phi_M = 55^\circ$ для GPS, $\phi_M = 64.8^\circ$ для ГЛОНАСС. Высота над горизонтом НИСЗ в точке наблюдения характеризуется углом места θ . Радиус Земли $R_E = 6371$ км, радиусы орбит ИСЗ $R_S = R_E + h_S$ ($R_S = 26571$ км для GPS, $R_S = 25471$ км для ГЛОНАСС). Как видно из рисунка, благодаря высоте орбит НИСЗ, начиная с некоторой широты, приемник может принимать сигналы навигационных спутников (ИСЗ S_2 на рисунке 2.17), расположенных за полюсом N (т.е. с другой стороны земного шара). Это делает возможным исследование полярных областей с помощью наземных приемников GPS/ГЛОНАСС.

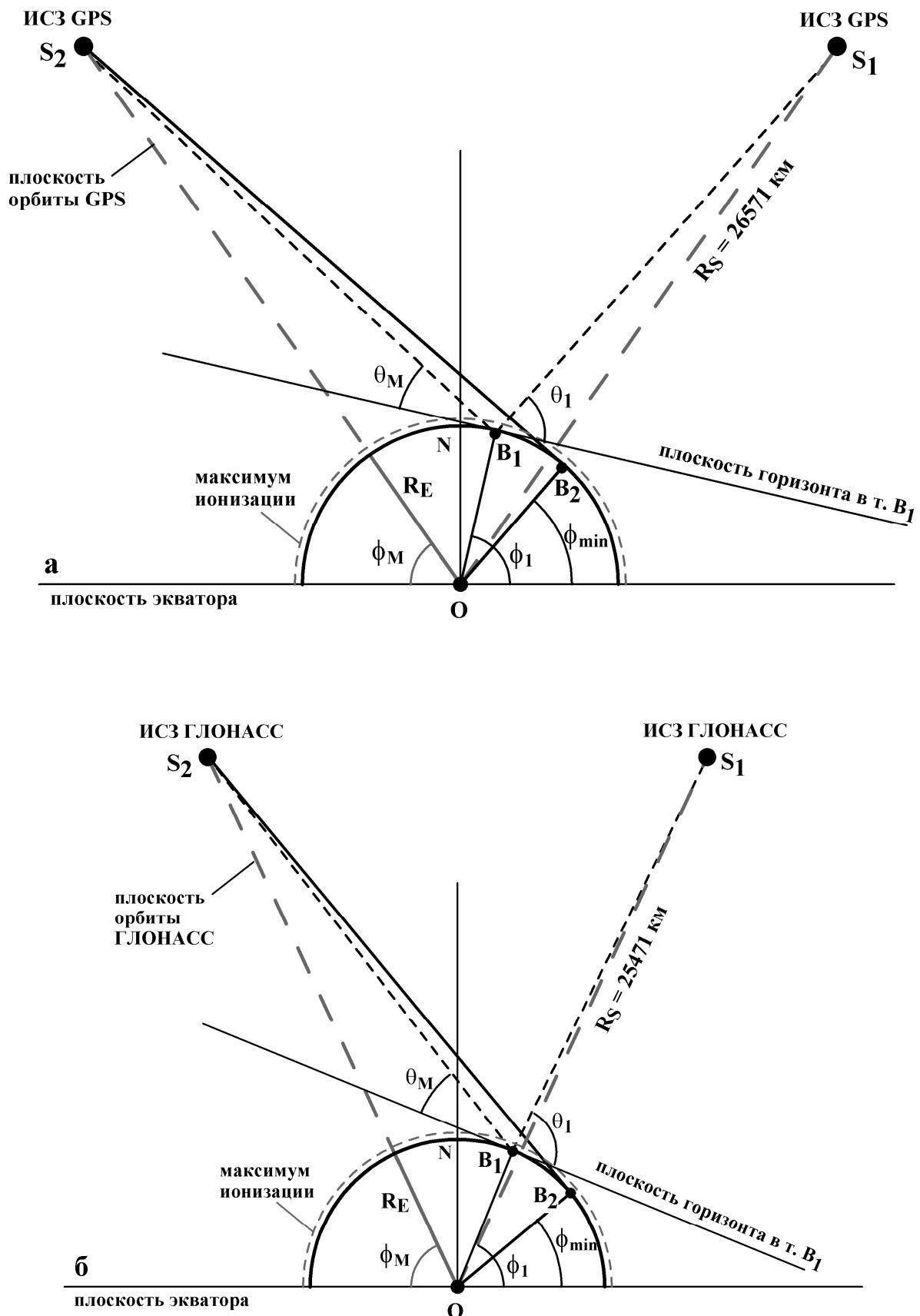


Рисунок 2.17 – Геометрия зондирования ионосферы сигналами GPS (а), ГЛОНАСС (б) в высоких широтах.

Из геометрических соображений (Рисунок 2.17, треугольник OS_2B_2) нетрудно рассчитать широту, начиная с которой будут видны "заполярные" НИСЗ, смещенные на 180° по долготе относительно точки наблюдения:

$$\phi_{\min} = 90^\circ - \phi_M + \arcsin(R_E / R_S) \quad (2.29)$$

Для GPS $\phi_{\min} = 48.9^\circ$, для ГЛОНАСС $\phi_{\min} = 39.7^\circ$. В точке наблюдений, расположенной на широте ϕ_{\min} , НИСЗ будут видны на горизонте ($\theta=0$). На более высоких широтах спутники будут подниматься над горизонтом на максимальный угол θ_M . Исходя из геометрии рисунка 2.17 (треугольник OS_2B_1), широта, на которой "заполярные" спутники GPS/ГЛОНАСС будут подниматься над горизонтом на угол θ_M :

$$\phi = 90^\circ - \phi_M + \theta_M + \arcsin(R_E \cos \theta_M / R_S) \quad (2.30)$$

В Таблице 2.7 приведены рассчитанные значения широт для различных углов θ_M . Видно, что, начиная с широты 58.7° "заполярные" спутники GPS поднимаются над горизонтом выше 10° . В ионосферных исследованиях чаще всего используются данные, полученные для спутников, угол места которых превышает 30° .

Таким образом, использовать данные "заполярных" спутников GPS для зондирования полярных областей ионосферы можно начиная с широты 77° . Система ГЛОНАСС более удобна в этом отношении. За счет большего угла наклонения орбит наблюдение "заполярных" НИСЗ ГЛОНАСС возможно уже с широты 39.7° , а начиная с широты 67.7° спутники ГЛОНАСС поднимаются над горизонтом выше 30° .

Таблица 2.7 – Широты, на которых спутники GPS, ГЛОНАСС поднимаются на угол θ_M над горизонтом

$\theta_M, ^\circ$	Широта ϕ (GPS), $^\circ$	Широта ϕ (ГЛОНАСС), $^\circ$
0	48.9	39.7
10	58.7	49.5
30	77.0	67.7

Для высокоширотных станций была проведена также оценка максимальных углов места НИСЗ GPS/ГЛОНАСС, находящихся в том же долготном секторе, что и станция (ИСЗ S_1 на рисунке 2.17). Исходя из рисунка 2.17 (треугольник OS_1B_1), максимальный угол θ_1 , на который навигационный ИСЗ поднимется над горизонтом в точке наблюдения, лежащей на широте ϕ_1 :

$$\cos \theta_1 = \frac{R_S}{|B_1S_1|} \sin(\phi_1 - \phi_M) \quad (2.31)$$

$$\text{где } |B_1S_1|^2 = R_E^2 + R_S^2 - 2R_E R_S \cos(\phi_1 - \phi_M)$$

В Таблице 2.8 представлены результаты расчетов максимального угла места θ_1 на различных широтах для ГНСС GPS и ГЛОНАСС. Углы места южных спутников на

высокоширотных станциях достаточно велики: на широте 80° для GPS они достигают 57.6° , для ГЛОНАСС – 69.9° . На всех широтах углы превышают используемый в ионосферных исследованиях предел в 30° .

Таблица 2.8 – Максимальный угол места θ_1 на различных широтах для ГНСС GPS и ГЛОНАСС

GPS		ГЛОНАСС	
$\phi_1, {}^{\circ}$	$\theta_1, {}^{\circ}$	$\phi_1, {}^{\circ}$	$\theta_1, {}^{\circ}$
55	90.0	-	-
60	83.4	-	-
65	76.9	64.8	90.0
70	70.4	70	83.1
75	64.0	75	76.4
80	57.6	80	69.9
85	51.4	85	63.3
90	45.2	90	57.0

Наглядную картину распределения трасс зондирования "приемник-спутник" над пунктом наблюдения можно получить, построив траектории ионосферных точек для НИСЗ, регистрируемых приемником ГНСС в течение суток. Используя навигационные файлы GPS и ГЛОНАСС были рассчитаны координаты ионосферных точек на высоте $h_{\max}=300$ км за полные сутки 18 марта 2010 г. для цепочки пунктов наблюдения, расположенных вдоль меридиана 104°E . Широты пунктов: 80°N , 60°N , 40°N , 05°N . Траектории ионосферных точек в диапазоне углов места $0\text{--}90^{\circ}$ для каждого пункта представлены на рисунке 2.18.

В течение суток области пересечения ионосферы лучами "приемник-спутник" охватывают достаточно большую территорию. Если убрать из рассмотрения углы места меньше 10° , то области, просвеченные лучами "приемник-спутник", существенно сократятся, но останутся значительными. Можно видеть, что в экваториальных широтах приемники регистрируют сигналы навигационных ИСЗ достаточно равномерно со всех направлений (Рисунок 2.18г, з). Среднеширотные станции не регистрируют сигналы со спутников в северном направлении – существуют, так называемые, "закрытые" сектора (Рисунок 2.18в). При этом ширина "закрытого" сектора при приеме сигналов GPS шире, чем при работе с ГЛОНАСС. Выполненные нами оценки показали, что для GPS область широт, в которой существуют "закрытые" сектора, лежит в пределах от $\sim 20^{\circ}\text{N}$ до 48.9°N , для ГЛОНАСС – от $\sim 30^{\circ}\text{N}$ до 39.7°N . В высоких широтах за счет приема сигналов НИСЗ, смещенных по долготе на 180° , северные области вновь пересекаются трассами зондирования, позволяя осуществлять исследование приполярных регионов. На рисунке 2.19а показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся 15 февраля 2013 г. на станции NRIL (69.4°N , 88.4°E), расположенной в г. Норильске. Номера спутников, наблюдавшихся со стороны полюса, указаны крупными серыми символами. Рисунок 2.19б демонстрирует вариации ПЭС, записанные на луче NRIL-PRN22 со стороны полюса.

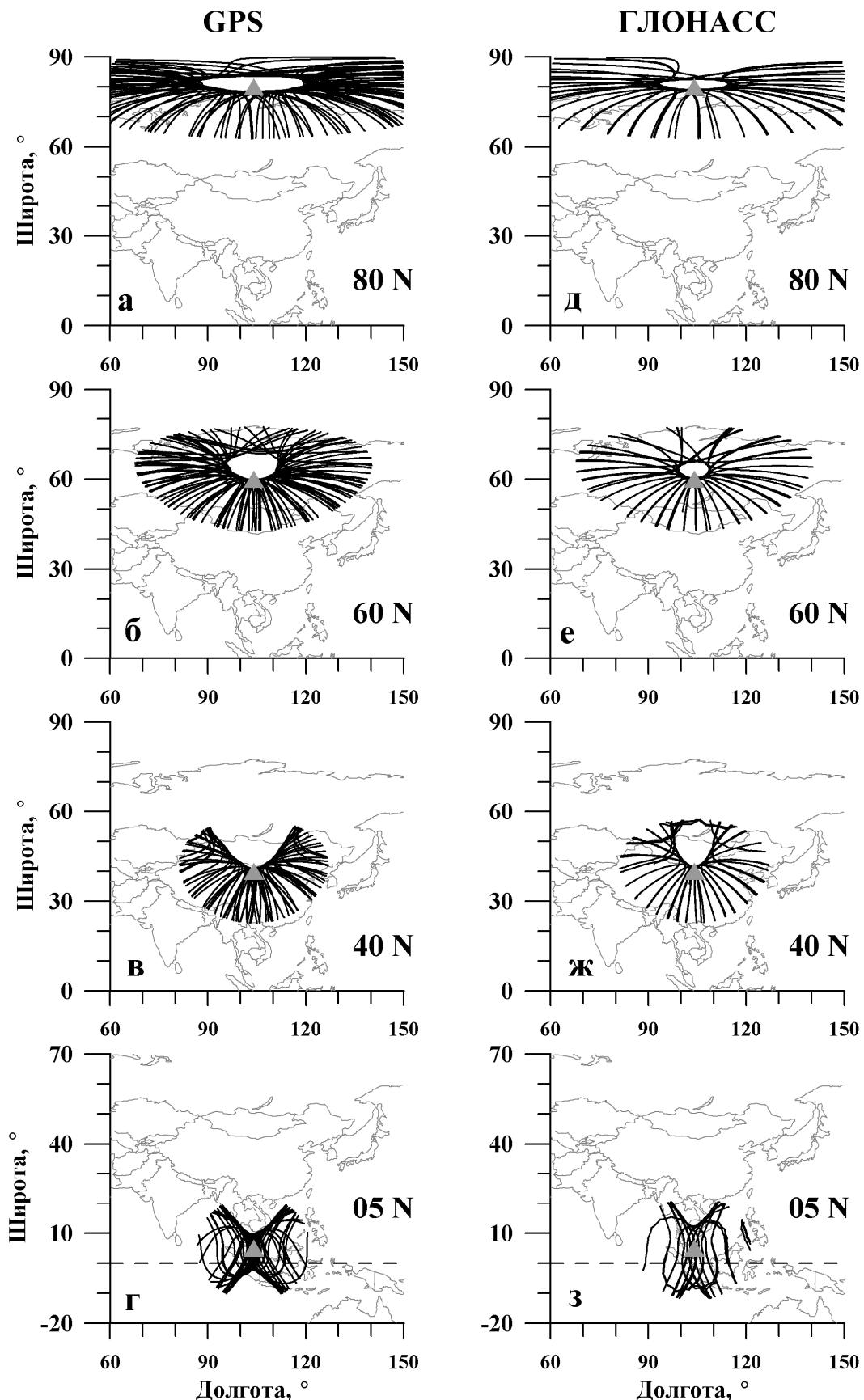


Рисунок 2.18 – Траектории ионосферных точек для спутников GPS (а-г) и ГЛОНАСС (д-з), которые могли находиться в зоне радиовидимости 18.03.2010 в пунктах наблюдения на заданных широтах. Положение пунктов отмечено треугольниками, широты пунктов указаны на панелях. Пунктиром на панелях (г, з) отмечен экватор.

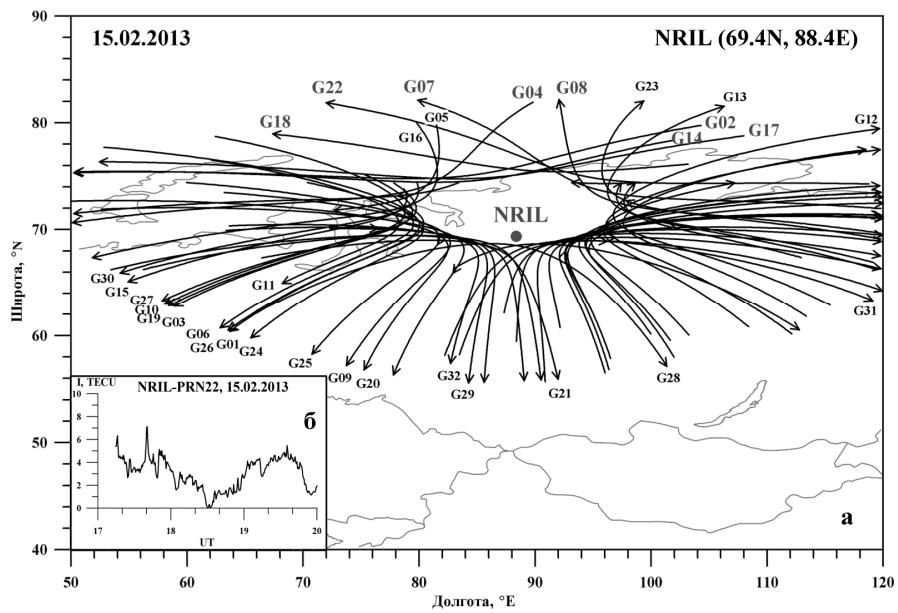


Рисунок 2.19 – Траектории ионосферных точек НИСЗ GPS, наблюдавшихся на станции NRIL (Норильск) 15 февраля 2013 г. (а). Крупными серыми символами указаны номера "заполюсных" НИСЗ. Вариации ПЭС налуче NRIL-PRN22 со стороны полюса (б).

Несмотря на то, что широта станции NRIL меньше 70° , наблюдения "заполюсных" ИСЗ GPS на ней производятся и обеспечивают возможность рассчитывать вариации ПЭС. Углы места "заполюсных" НИСЗ GPS на станции NRIL не превышают 30° , однако с увеличением широты станции будет увеличиваться как число спутников, наблюдаемых со стороны полюса, так и углы места этих НИСЗ. Таким образом, высокоширотные станции не только не уступают по пространственному охвату ионосферы более низкоширотным (как можно было бы ожидать), но и представляются достаточно перспективными для исследования полярной ионосферы.

2.4.2. Оценка применимости используемых приближений

Оценка влияния магнитного поля Земли на распространение сигналов GPS/ГЛОНАСС. В общем случае показатель преломления для радиоволн, распространяющихся в ионосфере, описывается уравнением Эпплтона-Хартри [94]:

$$n^2 = 1 - \frac{X}{1 - iZ - \frac{Y_T^2}{2(1 - X - iZ)} \pm \sqrt{\frac{Y_T^4}{4(1 - X - iZ)^2} + Y_L^2}}, \quad (2.32)$$

где $X = \frac{\omega_N^2}{\omega^2}$; $Y = \frac{\omega_H}{\omega}$; $Y_T = Y \sin \Theta$; $Y_L = Y \cos \Theta$; $Z = \frac{v}{\omega}$;

$$\omega_N^2 = \frac{e^2 N_e}{\epsilon_0 m_e}; \quad \omega_H = \frac{e B_0}{m_e};$$

$\omega = 2\pi f$ – частота радиоволны; ω_N – плазменная частота; ω_H – циклотронная частота (гиросоставка) электрона; v – частота соударений электронов с другими частицами; B_0 – магнитное поле Земли; Θ – угол между геомагнитным полем и направлением распространения радиоволны; $e = 1.6 \times 10^{-19}$ Кл – заряд электрона; $m_e = 9.11 \times 10^{-31}$ кг – масса электрона; $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая проницаемость вакуума.

На рисунке 2.20 приведены характерные значения частот ω_N , ω_H , v , ω_1 , ω_2 на различных высотах. Высотные вариации ω_N рассчитаны по обобщенным профилям Ne, приведенным в [1]. Гиросоставка ω_H варьируется от 0.2 до 10 МГц (Рисунок 2.20) [1, 74]. Плазменная частота ω_N в зависимости от геофизических условий меняется в пределах 3-15 МГц. Эффективная частота соударений электронов определяется, как сумма двух типов столкновений [74, 95]: $v = v_{ei} + v_{en}$, где v_{ei} – частота соударений электронов с ионами, v_{en} – частота соударений электронов с нейтральными частицами. В нижней ионосфере (высоты 60-150 км) преобладают столкновения электронов с нейтральными частицами, в области максимума ионизации и выше (250-1000 км) существенную роль играют соударения с ионами. На рисунке 2.20 приведены высотные зависимости v , полученные по обобщению результатов различных опытов [74, 95]. Частота столкновений меняется от 50 до 0.001 МГц. Для рабочих частот GPS $f_1 = 1575.42$ МГц и $f_2 = 1227.60$ МГц: $\omega_1 = 9898.66$ МГц и $\omega_2 = 7713.24$ МГц. Для средних рабочих частот ГЛОНАСС $f_1 = 1603$ МГц, $f_2 = 1247$ МГц: $\omega_1 = 10071.95$ МГц и $\omega_2 = 7835.13$ МГц. Как видно, на рабочих частотах GPS, ГЛОНАСС выполняются соотношения: $X \ll 1$; $Y \ll 1$; $Z \ll 1$, следовательно, можно использовать упрощенное выражение для показателя преломления:

$$n^2 \approx 1 - X \approx 1 - \frac{\omega_N^2}{\omega^2} \quad (2.33)$$

Оценка применимости приближенного выражения (1.8) для показателя преломления.

При расчете показателя преломления используется разложение (2.33) в ряд:

$$n = \sqrt{1 - X} \approx 1 - \frac{X}{2} - \frac{X^2}{8} \dots \quad (2.34)$$

Для выяснения правомерности ограничения ряда в уравнении (1.8) проведена оценка второго и третьего членов в разложении (2.34) для рабочих частот GPS, ГЛОНАСС.

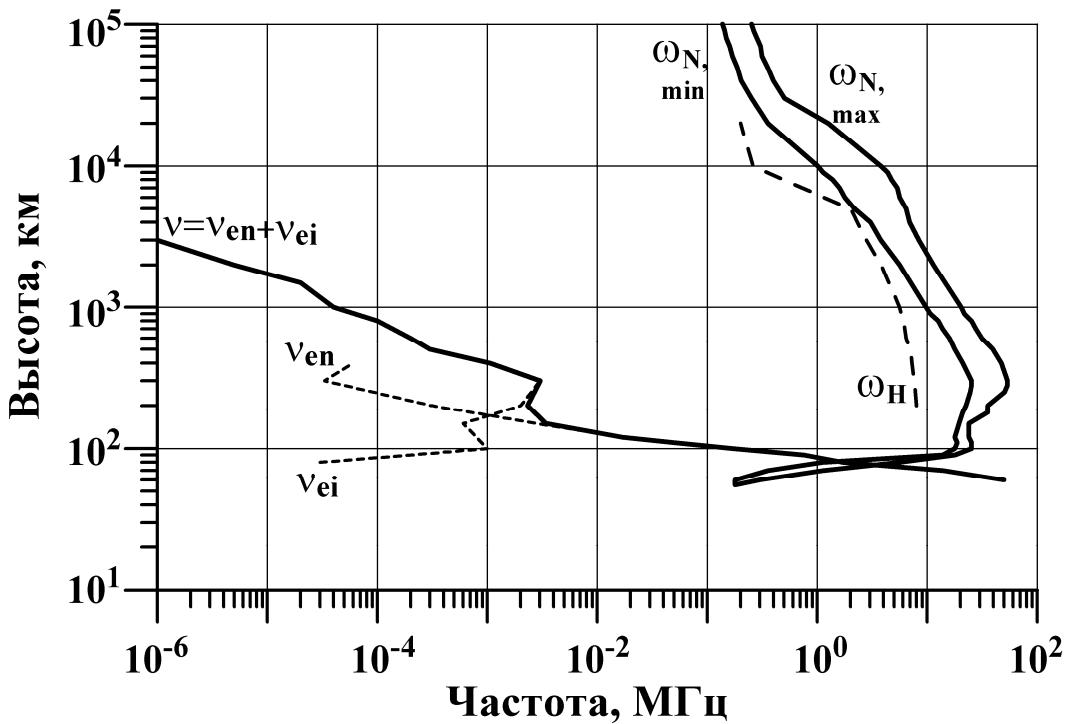


Рисунок 2.20 – Высотные зависимости плазменной частоты ω_N , гирочастоты ω_H и частоты соударений v . Показаны пределы изменения ω_N в различных условиях. По материалам [1, 74, 95].

Учитывая сделанные выше оценки, в качестве характерного значения плазменной частоты можно принять $\omega_N = 20 \text{ МГц}$, а для рабочих частот GPS, ГЛОНАСС: $\omega_1 = 10^4 \text{ МГц}$, $\omega_2 = 8 \cdot 10^3 \text{ МГц}$. Тогда:

$$n_1 \approx 1 - 2 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-12}; \quad n_2 \approx 1 - 3 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-12} \quad (2.35)$$

Пренебрегая изменением ω_N с высотой, можно оценить набег фазы навигационного радиосигнала из уравнения (1.7):

$$\varphi_{1,2} = \frac{2\pi f_{1,2}}{c} \int_0^D n_{1,2} ds = \frac{\omega_{1,2}}{c} D \left[1 - \frac{X_{1,2}}{2} - \frac{X_{1,2}^2}{8} \right] \quad (2.36)$$

Учитывая, что $D = 2 \cdot 10^7 \text{ м}$, и подставляя значения (2.36), получим оценку φ в радианах:

$$\varphi_1 \approx \frac{2}{3} [10^9 - 2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^{-3}]; \quad \varphi_2 \approx \frac{2}{3} [10^9 - 3 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-3}] \quad (2.37)$$

Точность измерения фазы в приемнике ГНСС составляет 0.01 оборота или 0.02π радиан [38]. Из (2.37) видно, что третий член в набеге фазы для обоих частот существенно меньше точности измерения фазы. Поэтому третий член и члены более высоких порядков можно не учитывать, а для вычисления показателя преломления использовать приближенную формулу (1.8).

Оценка применимости приближенного выражения (1.12) для группового показателя преломления. С учетом выражения (2.33) групповой показатель преломления :

$$n' = n + f \frac{\partial n}{\partial f} = (1 - X)^{-1/2} \approx 1 + \frac{X}{2} + \frac{3}{8} X^2 \dots \quad (2.38)$$

Для $\omega_N = 20 \text{ МГц}$, $\omega_1 = 10^4 \text{ МГц}$, $\omega_2 = 8 \cdot 10^3 \text{ МГц}$:

$$n'_1 \approx 1 + 2 \cdot 10^{-6} + 6 \cdot 10^{-12}; \quad n'_2 \approx 1 + 3 \cdot 10^{-6} + 1.5 \cdot 10^{-11} \quad (2.39)$$

Групповой путь без учета изменений ω_N : $P = \int_0^D n' ds = D \left[1 + \frac{X}{2} + \frac{3}{8} X^2 \right]$. Подставляя сюда

значения (2.39) и $D = 2 \cdot 10^7 \text{ м}$, получим оценку P в метрах:

$$P_1 \approx 2 \cdot [10^7 + 2 \cdot 10 + 6 \cdot 10^{-5}]; \quad P_2 \approx 2 \cdot [10^7 + 3 \cdot 10 + 1.5 \cdot 10^{-4}] \quad (2.40)$$

Точность измерения псевдодальности в приемнике ГНСС составляет около 1% от длины импульса дальномерного кода [38]: 0.3 м при измерениях по Р-коду и 3 м при измерениях по С/А-коду. Видно, что третий член на обоих частотах дает вклад на несколько порядков меньше точности измерений. Таким образом, для вычисления группового показателя преломления можно использовать приближенную формулу (1.12).

Оценка вносимых погрешностей. Представляет интерес оценить, на какую величину изменяется фаза и групповой путь навигационного радиосигнала при изменении ПЭС на 1 ТЕСУ ($\Delta I = 1 \text{ TECU}$).

Из уравнения (1.9) изменение фазы при изменении ПЭС:

$$\Delta\phi_{1,2} = -40.308 \frac{2\pi}{c \cdot f_{1,2}} \Delta I \quad (2.41)$$

Из уравнений (1.11-1.12) изменение группового пути при изменении ПЭС:

$$\Delta P_{1,2} = c \Delta \tau_{1,2} = \frac{40.308}{f_{1,2}^2} \Delta I \quad (2.42)$$

В Таблице 2.9 приведены оценки изменения набега фазы $\Delta\phi_{1,2}$, группового пути $\Delta P_{1,2}$ и времени распространения сигнала $\Delta\tau_{1,2}$ для рабочих частот $f_{1,2}$ GPS, ГЛОНАСС при увеличении ПЭС на 1 ТЕСУ. В среднем возрастание ПЭС на 1 ТЕСУ вызывает увеличение группового пути на 16 см для частоты $\sim 1600 \text{ МГц}$ и на 26 см для частоты $\sim 1200 \text{ МГц}$. Время распространения сигнала при этом увеличивается, соответственно, на 0.5 нс и 0.9 нс, а набег фазы уменьшается, соответственно, на 5 рад и 7 рад.

Таблица 2.9 – Изменения набега фазы, группового пути и времени распространения сигнала для частот GPS, ГЛОНАСС при увеличении ПЭС на 1 TECU

$f_{1,2}$, МГц	$\Delta\phi_{1,2}$, рад	$\Delta\phi_{1,2}$, обороты	$\Delta P_{1,2}$, м	$\Delta\tau_{1,2}$, нс	$\Delta\text{ПЭС}$, TECU
GPS					
1575.42	-5.362	-0.853	0.162	0.54	1
1227.6	-6.881	-1.095	0.268	0.89	1
ГЛОНАСС					
1603	-5.270	-0.839	0.157	0.52	1
1247	-6.774	-1.078	0.259	0.87	1

2.4.3. О тропосферной задержке

Тропосферная задержка. Согласно Таблице 1.3 тропосфера также влияет на распространение сигналов ГНСС, внося погрешности в измерения псевдодальности. Задержка радиосигнала в тропосфере обусловлена, в основном, эффектами рефракции, связанными с неоднородностями диэлектрической проницаемости. Величина задержки зависит от метеорологических параметров (давление, температура, влажность) и пропорциональна длине пути сигнала в тропосфере. Таким образом, тропосферная задержка максимальна при малых углах места НИСЗ. Учитывая это, для уменьшения погрешностей навигационные определения выполняются только для тех НИСЗ, углы места которых превышают некоторое пороговое значение (обычно 5-10°).

В отличие от ионосферы, тропосфера является недиспергирующей средой для радиоволн с частотами ниже 15 ГГц [38, 96]. В связи с этим, для радиосигналов ГНСС величина задержки в тропосфере не зависит от частоты, т.е. время распространения сигнала и набег фазы для несущих частот f_1 и f_2 ГНСС, практически, одинаковы. Следовательно, измерить величину тропосферной задержки и учесть ее в расчетах псевдодальности с помощью измерений на двух частотах (как для ионосферной задержки) невозможно. В тоже время при определении ПЭС по двухчастотным фазовым измерениям техника расчетов обеспечивает исключение частотнозависимой тропосферной задержки.

В общем случае значение тропосферной задержки при распространении радиосигнала вдоль луча "приемник-НИСЗ", определяется выражением [38, 48]:

$$\tau_{Tr} = \int (n_{Tr} - 1) ds, \quad (2.43)$$

где n_{Tr} – показатель преломления в тропосфере. Известно, что 90% тропосферной рефракции обусловлены сухим газом, 10% - водяными парами. В результате многочисленных опытов для показателя преломления атмосферного воздуха, содержащего водяные пары получена эмпирическая формула [22, 38, 96]:

$$n_{Tr} = 1 + 10^{-6} \cdot \left(c_1 \frac{P}{T} + c_2 \frac{P_w}{T} + c_3 \frac{P_w}{T^2} \right), \quad (2.44)$$

где P – давление атмосферного газа (мбар); P_w – парциальное давление водяного пара (мбар); T – температура (К); $c_1 = 77.64$ (К/мбар); $c_2 = -12.96$ (К/мбар); $c_3 = 3.72 \cdot 10^5$ (К²/мбар).

Теоретические расчеты показали, что вплоть до миллиметровых радиоволн n_{Tr} не зависит от частоты [96].

Используя выражение (1.7), набег фазы радиосигнала вдоль луча "приемник-НИС3" на частотах f_1 и f_2 с учетом преломления в ионосфере и тропосфере имеет вид:

$$\Phi_{1,2} = \frac{2\pi f_{1,2}}{c} \int_0^D (n_{Tr} + n_{1,2}) ds + \phi_0 \quad (2.45)$$

Учитывая выражение (1.8) для показателя преломления $n_{1,2}$ в ионосфере:

$$\Phi_{1,2} = \frac{2\pi f_{1,2}}{c} \int_0^D n_{Tr} ds + \frac{2\pi f_{1,2}}{c} D - 40.308 \frac{2\pi}{c \cdot f_{1,2}} I + \phi_0 \quad (2.46)$$

Поскольку длина волны $\lambda = c/f$, а число оборотов фазы $L = \phi/2\pi$, последнее уравнение можно записать как:

$$L_{1,2} \cdot \lambda_{1,2} = \int_0^D n_{Tr} ds + D - \frac{40.308}{f_{1,2}^2} I + \phi_0 \quad (2.47)$$

Тогда разница $L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2$ приращений фазового пути радиосигнала на частотах f_1 и f_2 не зависит от показателя преломления в тропосфере:

$$L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2 = -40.308 \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) \cdot I + \text{const} = 40.308 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) \cdot I + \text{const} \quad (2.48)$$

где const объединяет неоднозначность фазовых измерений и ошибку измерения фазы.

Очевидно, что ПЭС I , рассчитываемое по двухчастотным фазовым измерениям приемника L_1 и L_2 , также не зависит от тропосферной задержки:

$$I = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) + \text{const}] \quad (2.49)$$

Уравнение (2.49) совпадает с формулой (1.10)

Таким образом, тропосферная задержка не оказывает влияния на вариации ПЭС, рассчитанные по двухчастотным фазовым измерениям [97]. Это означает, что даже на низких углах места "приемник-НИС3" вариации ПЭС отражают состояние ионосферной плазмы. За

счет большой длины луча амплитуда возмущений ПЭС при низких углах места значительно выше. Это позволяет использовать измерения вариаций ПЭС на низких углах как своеобразный усилитель для детектирования слабых возмущений ионосферной плазмы, вызванных, например, удаленными землетрясениями или тропическими циклонами (гл. 4).

Многолучевость. Из геометрии измерений известно, что сигналы с низкими углами места наиболее подвержены влиянию эффекта многолучевости [38]. Суть явления многолучевости состоит в том, что в приемник поступает не только прямой сигнал от НИСЗ, но и сигналы, отраженные от различных поверхностей, расположенных вблизи приемника. Сложение прямого и отраженных сигналов в приемнике приводит к флуктуациям амплитуды и фазы результирующего сигнала, а также снижению отношения сигнал/шум. В результате возникают ошибки в измерениях задержки и фазы радиосигнала, которые могут приводить к сильной изменчивости вариаций ПЭС на лучах "приемник-спутник" с низкими углами места. Данная проблема требует подробного рассмотрения.

Прежде всего необходимо отметить, что в ионосферных исследованиях используются, как правило, данные станций GPS глобальной и региональных сетей, ориентированных на гемодинамические и геодезические наблюдения. В таких сетях уделяется серьезное внимание вопросу снижения влияния многолучевости на данные измерений. С этой целью используются специализированные антенны со встроенной защитой от многолучевости. В таких антенных применяются различные способы борьбы с многолучевостью: согласование с поляризацией прямого сигнала (сигналы, излучаемые НИСЗ, имеют правую круговую поляризацию), снижение коэффициента усиления антенны для углов места меньше порогового значения (как правило, 5-10°), использование отражателей и др. Достаточно жесткие требования предъявляются к установке антенн. Для размещения антенн выбирается открытая местность с минимальным количеством отражающих и экранирующих объектов вблизи антенн. Применяется также поднятие антенн на максимально возможную высоту относительно отражающих объектов. Указанные мероприятия позволяют минимизировать влияния многолучевого распространения на данные измерений геодинамических/геодезических GPS-станций.

Кроме того, фазовые измерения псевдодальности в значительно меньшей степени подвержены влиянию многолучевости, чем кодовые [38, 98, 99]. Ошибка определения псевдодальности, вызванная многолучевостью, при кодовых измерениях в неблагоприятных условиях может достигать 10-20 м [38, 98], в то время как вклад многолучевости в фазовые измерения псевдодальности составляет около 1 см [38]. Аналогичная картина наблюдается для уровня шума во временных вариациях ПЭС, рассчитанного по кодовым и фазовым измерениям. Исследования [22] показали, что уровень шума ПЭС, рассчитанного по кодовым измерениям, составляет, в среднем, 30–50%, а в некоторых случаях достигает 100%. При этом

зашумленность кодовых данных зависит от угла места спутника, существенно возрастая на углах, меньших 40° . В то же время уровень шума ПЭС, рассчитанного по фазовым измерениям, составляет менее 1%. Таким образом, зашумленность ПЭС, рассчитанного по фазовым измерениям, гораздо ниже, чем по кодовым [13, 22]. Использование фазовых измерений при расчетах ПЭС (в том числе и на низких углах места "приемник-спутник") существенно снижает влияние многолучевости и уровня шума.

Наконец, при проведении исследований сравнение вариаций ПЭС на одних и тех же лучах "приемник-спутник" в спокойные и возмущенные дни дает возможность, оценить не являются ли возмущения ПЭС, зарегистрированные на низких углах места, эффектами многолучевости. Такое сравнение проводилось в гл. 4 при изучении ионосферных эффектов тропических циклонов. Анализ выявил незначительные амплитуды колебаний ПЭС на низких углах места лучей "приемник-спутник" в спокойные дни и существенное увеличение амплитуд на тех же лучах в дни максимального развития тропических циклонов. Это свидетельствует, что наблюдавшееся усиление колебаний ПЭС во время циклона не является следствием многолучевого распространения сигнала.

Изложенное в данном разделе позволяет сделать вывод, что меры, применяемые на GPS-станциях геодинамических/геодезических сетей для борьбы с многолучевым распространением, а также использование фазовых измерений для расчета вариаций ПЭС, достаточно эффективно устраниют влияние многолучевости на вариации ПЭС даже при низких углах места лучей "приемник-спутник". Регистрация вариаций ПЭС на низких углах места с использованием специализированных антенн и двухчастотных фазовых измерений является эффективным средством для выделения слабых ионосферных возмущений [97].

2.4.4. Амплитуда суточных вариаций ПЭС

С помощью глобальных карт ПЭС можно получить обобщенную картину поведения ПЭС в различное время суток, в различные сезоны, в цикле солнечной активности и т.д. На рисунке 1.5 хорошо просматриваются известные крупномасштабные структуры в строении ионосферы: максимумы ионизации вблизи экватора, суточные вариации с максимумом около 14 LT. Рисунок демонстрирует также наличие множества крупномасштабных образований в распределении ПЭС, что характерно для возмущенных условий.

Чтобы получить представление о характерном поведении ПЭС, по картам IONEX нами был восстановлен суточный ход ПЭС в спокойных геомагнитных условиях 1 января 2001 г. в трех широтных диапазонах: экваториальном, среднеширотном, высокоширотном (Рисунок 2.21) [13, 100]. Как и ожидалось, максимум ПЭС наблюдается в 13-14 LT. Минимальные значения

ПЭС смешены относительно полуночи более значительно: минимум ПЭС достигается в 04-05 LT. Наибольшие суточные изменения ПЭС наблюдаются на экваториальных широтах. Величина ПЭС здесь меняется от 10-15 TECU ночью до 60-75 TECU днем. Таким образом, величина амплитуды суточных вариаций, практически, не зависит от сезона и составляет 50-65 TECU. Для средних широт суточный и сезонный ход выражен достаточно хорошо. Величина амплитуды суточных вариаций меняется от 30 TECU летом до 60 TECU зимой. В приполярных областях суточные изменения ПЭС выражены слабее всего: амплитуда суточных вариаций здесь не превышает 20 TECU. Сезонные вариации достаточно значительны. Наименьшие значения величина ПЭС имеет зимой в высоких широтах (3 TECU зимней ночью, 25-27 TECU зимним днем).

В спокойных геомагнитных условиях СКО определения I_{AV} на картах IONEX составляет 5-20% от фонового значения. В периоды магнитных бурь погрешность восстановления I_{AV} существенно возрастает и часто делает невозможной количественную оценку изменений в пространственно-временном распределении ПЭС.

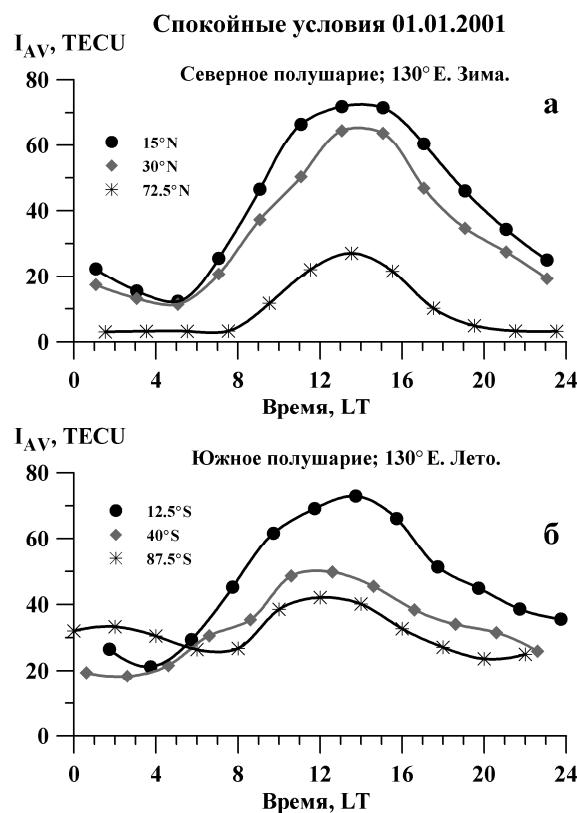


Рисунок 2.21 – Суточный ход абсолютного вертикального ПЭС, рассчитанного по картам GIM, в спокойных условиях.

2.5. Выводы к главе 2

В настоящей главе дано описание разработок в области GPS-зондирования ионосферы, выполненных в диссертации. При активном участии автора в ИСЗФ СО РАН разработан уникальный аппаратно-программный комплекс, обеспечивающий детектирование ионосферных возмущений и определение их параметров на основе обработки данных двухчастотных приемников ГНСС. Основу комплекса составляют методы радиоинтерферометрии, адаптированные для измерения с помощью сигналов ГНСС. Разработанный комплекс представляет собой новое средство диагностики ионосферы, обеспечивающее непрерывность наблюдений, высокую чувствительность и пространственно-временное разрешение, технологичность обработки данных.

Автором проведена оценка характеристик (чувствительность, пространственное и временное разрешение, объем получаемой информации, диапазон измерений) и сформулированы основные принципы организации наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы. Показано, что пространственно-временное разрешение и чувствительность определяют спектр ионосферных неоднородностей, которые могут быть зарегистрированы с помощью сети приемников GPS/ГЛОНАСС. Исследованы особенности организации мониторинга ионосферных возмущений с помощью ГНСС на территории России, показавшие важность и необходимость создания плотной разветвленной сети приемников ГНСС на территории РФ. Под руководством автора в ИСЗФ СО РАН разработан проект региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири и начато ее развертывание. На базе приемников Javad Delta-G3T и Javad SigmaQ-G3D создан автоматический измерительный комплекс для оснащения Сибирской сети.

Представлено описание разработанной автором методики тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы, основанной на моделировании измерений ПЭС и позволяющей проверять достоверность расчетов характеристик ионосферных возмущений, а также решать задачи, связанные с анализом и интерпретацией результатов наблюдений. Создана модель, которая обеспечивает расчет пространственно-временного распределения концентрации электронов в ионосфере, вычисление ПЭС вдоль лучей "приемник-спутник" с использованием координат пунктов приема и навигационных спутников, возможность зашумления ПЭС, имитирующего помехи различного рода, выполнение оценки ракурсных условий. Модель позволяет задавать возмущения электронной концентрации в виде изолированной неоднородности, дискретной суперпозиции плоских бегущих волн, перемещающихся волновых пакетов. Траектория движения НИСЗ задается либо расчетом координат НИСЗ по простым

моделям движения спутника (модель видимого движения НИСЗ и модель орбиты НИСЗ), либо использованием реальных угловых координат НИСЗ, которые входят в набор стандартной информации, получаемой со спутников ГНСС. Приведены примеры использования компьютерного моделирования.

Решен ряд методических вопросов зондирования ионосферы сигналами ГНСС GPS, ГЛОНАСС: выявлены особенности наблюдения спутников GPS, ГЛОНАСС в высоких широтах; выполнена оценка применимости используемых приближений для фазового и группового показателя преломлений, а также оценка величины изменения фазы и группового пути навигационного радиосигнала при изменении ПЭС на 1 ТЕСУ; показано, что тропосферная задержка не оказывает влияния на вариации ПЭС, рассчитанные по двухчастотным фазовым измерениям; получены характерные значения амплитуды суточных вариаций ПЭС для трех широтных диапазонов.

Результаты, полученные в настоящей главе, опубликованы в [13, 35, 37, 54, 55, 70, 73, 76, 77, 79, 81, 82, 85, 86, 90-93, 97, 100-102].

Глава 3. Возмущения ионосферы во время геомагнитных бурь

Сильные магнитные бури приводят к существенным изменениям практически во всех основных структурах магнитосферы и ионосферы. Поведение ионосферы в период геомагнитной бури зависит от многих параметров, таких как место сезон, уровень солнечной активности, время начала бури, величины возмущения и предбуревой активности [103, 104, 105]. Изучению крупномасштабных перемещающихся ионосферных возмущений (КМ ПИВ), имеющих длины волн 1000-2000 км, характерные периоды 1-2 часа и возникающих во время геомагнитных бурь, посвящено много работ [3, 4, 106-108]. Принято считать, что КМ ПИВ представляют собой ионосферные проявления акусто-гравитационных волн (АГВ), которые генерируются в районах авроральных зон в северном и южном полушариях. К эффективной генерации волновых возмущений на высотах термосферы могут приводить вариации плотности тока авроральной электроструи в периоды магнитных бурь и суббурь. Такие возмущения распространяются в более низкие широты с фазовыми скоростями 200-1000 м/с. Для изолированных суббурь возмущения могут иметь характер импульса [109]. В Таблицу 3.1 включены характерные данные о скоростях КМ ПИВ, имеющиеся в литературе. Данных о направлениях перемещения КМ ПИВ в литературе значительно меньше, чем сведений о скорости. Считается, что эти возмущения движутся, в целом, в сторону экватора. Однако некоторые авторы отмечают отклонения азимута перемещения КМ ПИВ от экваториального направления [110-112].

Комплекс GLOBDET является новым мощным средством для изучения и мониторинга ионосферных откликов на магнитосферные возмущения. В 1998-2011 гг. исследовательской группой ИСЗФ СО РАН с помощью комплекса GLOBDET проведено изучение ионосферных эффектов в период 15 геомагнитных бурь различной интенсивности. В настоящей главе представлены результаты исследований параметров КМ ПИВ, а также результаты комплексных (с использованием приемников GPS, ионозондов, радаров некогерентного рассеяния) экспериментов по регистрации реакции ионосферы на магнитные бури, полученные автором или при его активном участии [54, 56, 91-93, 113-117].

Таблица 3.1 – Параметры КМ ПИВ, полученные в различных экспериментах

Авторы, источник	Метод наблюдения	$\bar{\alpha}$, °	$\sigma\bar{\alpha}$, °	\bar{V}_h , м/с	$\sigma\bar{V}_h$, м/с
Maeda and Handa, [110]	Ионозонд	197	34	600	-
Hall et al., [111]	SuperDARN	187	17	114	43
Шарадзе и др., [112]	Ионозонд	на юго-запад	200-600	-	-

Hajkowicz and Hunsucker, [118]	Ионозонд	к экватору	800	-
Rice et al., [119]	радар НР	к экватору	454	67
Rice et al., [119]	радар НР EISCAT	к экватору	425	50
Natorf et al., [120]	радар НР EISCAT	к экватору	400	-
Oliver et al., [106]	MU-радар	на юг	240	-
Ma et al., [121]	радар НР EISCAT	на юг	170	-
Yeh et al., [122]	Ионозонд, ПЭС/геостационарный ИСЗ	к экватору	330-680	-
Ho et al., [53]	ПЭС/GPS	на юг	460	-

3.1. Крупномасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (КМ ПИВ) аурорального происхождения

На основе данных глобальной сети приемников GPS впервые с высоким пространственно-временным разрешением характеристики КМ ПИВ были определены для ряда мощных геомагнитных бурь [54, 56, 91-93]. Для изучения параметров КМ ПИВ выбирались непрерывные ряды "наклонного" ПЭС $I(t)$ продолжительностью от трех часов и более. Нормировка амплитуды возмущений выполнялась путем преобразования "наклонного" ПЭС в "вертикальное" (формула 1.16). Чтобы свести к минимуму возможную ошибку преобразования в "вертикальное" ПЭС, для исследований выбирались НИСЗ, значение угла места $\theta_S(t)$ которых превышало 30° . С целью исключения вариаций, вызванных движением НИСЗ и регулярной структурой ионосферы, применялась процедура удаления тренда, описанная в п. 2.2.2. Расчет скорости и направления перемещения КМ ПИВ проводился с помощью методов D1-GPS (формулы 2.4-2.5) и SADM-GPS (формула 2.6). Для сравнительного анализа пространственно-временных характеристик КМ ПИВ использовались различные конфигурации GPS-интерферометров, анализ карт IONEX, а также данные других радиофизических методов.

3.1.1. Магнитная буря 25 сентября 1998 г.

Геомагнитная буря 25.09.1998 была первой магнитной бурей, при анализе которой для детектирования ионосферных возмущений использовалась методика GLOBDET. Во время проведения данного исследования были сформулированы и протестированы многие концепции метода GLOBDET, а также начата разработка программного комплекса, реализующего данный подход [56, 116].

Характеристика геомагнитной обстановки. 25.09.1998 в Dst-вариациях геомагнитного поля наблюдалось большое возмущение с амплитудой -233 нТл (Рисунок 3.1а). Индекс Кр в фазе максимума бури достигал 8. Буря развивалась на достаточно возмущенном фоне: 24

сентября индекс Dst колебался около -50 нТл. В 01:00 UT 25.09.1998 значение Dst резко поднялось до 0, затем начало уменьшаться и в 10:00 UT достигло -233 нТл, после чего началась фаза восстановления, продолжавшаяся до 30 сентября. Таким образом, наибольший интерес для анализа представлял интервал времени 00:00-04:00 UT 25 сентября 1998 г., для которого наблюдалось максимальное значение производной Dst.

Геометрия регистрации КМ ПИВ. Карта измерений 25.09.1998 представлена на рисунке 3.2. Толстым крестом отмечен северный магнитный полюс (NMP). Для анализа выбран североамериканский сектор, т.к. в этом регионе находится много GPS-станций. Кроме того, для начала интервала времени 00:00-04:00 UT местное время в данном долготном диапазоне менялось от 14:00 до 19:00 LT, т.е. полученные результаты относятся к дневному/вечернему времени.

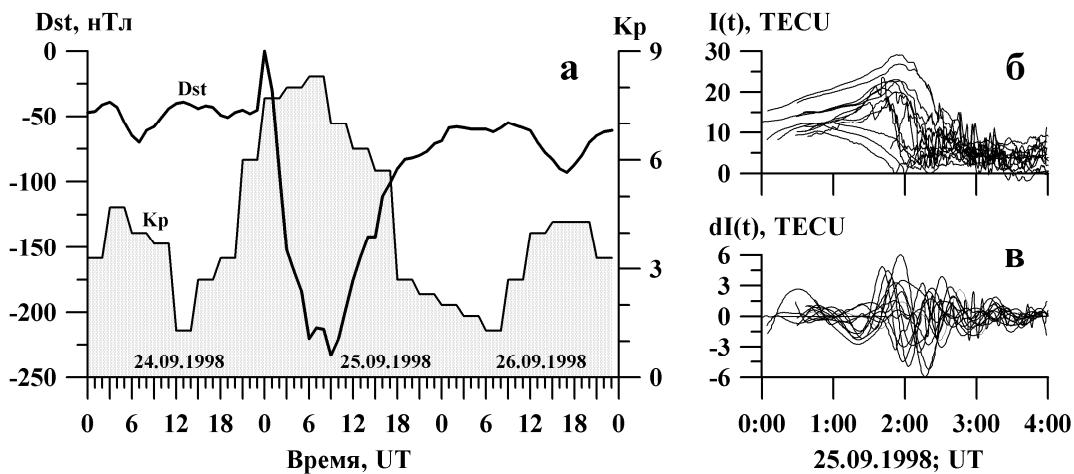


Рисунок 3.1 – Вариации индексов геомагнитной активности и ПЭС в период геомагнитной бури 25.09.1998.

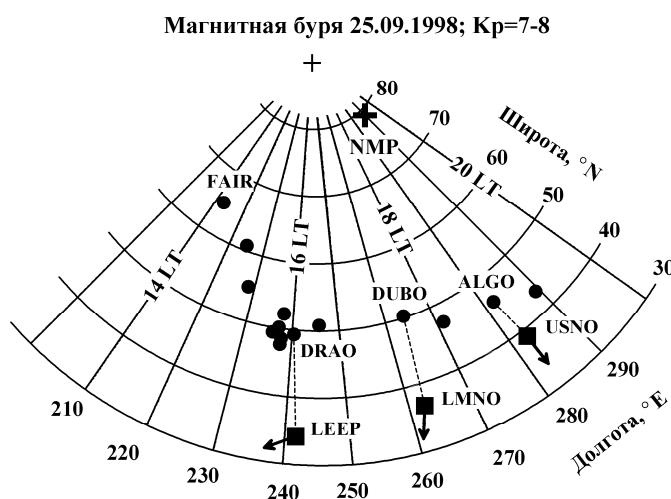


Рисунок 3.2 – Геометрия измерений во время магнитной бури 25 сентября 1998 г.

На рисунке 3.1б-в приведены исходные $I(t)$ и отфильтрованные $dI(t)$ ряды ПЭС для НИСЗ PRN19 на цепочке станций, отмеченных на рисунке 3.2 точками [56, 116]. Практически для всех указанных пунктов можно отметить плавный рост ПЭС до момента около 02:00 UT, а также резкое уменьшение и выраженную неоднородную структуру ПЭС после данного момента. Отфильтрованные ряды $dI(t)$ при этом отличаются максимальным размахом колебаний в интервале времени 01:30-02:30 UT. Возможная интерпретация наблюдаемых явлений состоит в том, что в данный интервал времени лучи "приемник-НИСЗ" проходили через южную стенку главного ионосферного провала (ГИП). В работе [123] похожие результаты были получены на цепочке ионозондов. Ширина фронта ГИП в нашем случае достигает величины 7500 км, что также согласуется с данными [123]. По всему фронту выделенного набора станций глубина ГИП, оцененная по величине относительного падения ПЭС, достигала весьма большой величины: от 15 до 25 TECU. Стоит отметить, что в указанный временной интервал регистрировались максимальные значения производной Dst . По обобщениям, выполненным в обзоре [3], столь протяженная область ионосферы, быстро выведенная из равновесия, может стать источником мощных КМ ПИВ, перемещающихся по направлению к экватору.

Параметры КМ ПИВ, определенные методом SADM-GPS. На рисунке 3.2 квадратами отмечены центральные пункты GPS-решеток, выбранных для расчетов скорости КМ ПИВ по методу SADM-GPS (п. 2.2.3). Временные зависимости исходных $I(t)$ и отфильтрованных $dI(t)$ рядов ПЭС для центрального пункта выбранной GPS-решетки (толстые линии) показаны на рисунке 3.3. Для сравнения на тех же панелях тонкими линиями приведены зависимости $I(t)$ и $dI(t)$ для контрольных пунктов из цепочки станций. Контрольные пункты выбирались с целью оценки подобия вариаций ПЭС и расчета скорости V_C перемещения КМ ПИВ по временным задержками. Контрольные станции и центральные пункты GPS-решеток соединены пунктирными линиями на рисунке 3.2: DRAO-LEEP; DUBO-LMNO; ALGO-USNO.

На всех решетках в интервале 03:10-05:00 UT в рядах $dI(t)$ наблюдаются сильные колебания ПЭС, имеющие форму уединенной волны, период ~ 1 ч и амплитуде, которая на порядок превышает уровень вариаций ПЭС, характерный для спокойных условий [13]. Аналогичные вариации ПЭС наблюдались на соответствующих контрольных станциях на 1-2 часа ранее. Такие задержки соответствуют средней скорости $V_C \approx 200$ м/с перемещения КМ ПИВ вдоль линий DRAO-LEEP; DUBO-LMNO; ALGO-USNO.

В нижней части рисунка 3.3 показаны временные зависимости азимута $\alpha(t)$ и горизонтальной скорости $V_h(t)$, рассчитанные для выбранных решеток по методу SADM-GPS. Соответствующие статистические параметры $(\bar{V}_h, \sigma V_h, \bar{\alpha}, \sigma \alpha)$ вместе с амплитудой

возмущения А приведены в Таблице 3.2. Кроме того, на рисунке 3.2 стрелками для каждой GPS-решетки изображены волновые векторы \mathbf{K} , характеризующиеся значениями азимута α и скорости \bar{V}_h (длина стрелки) КМ ПИВ.

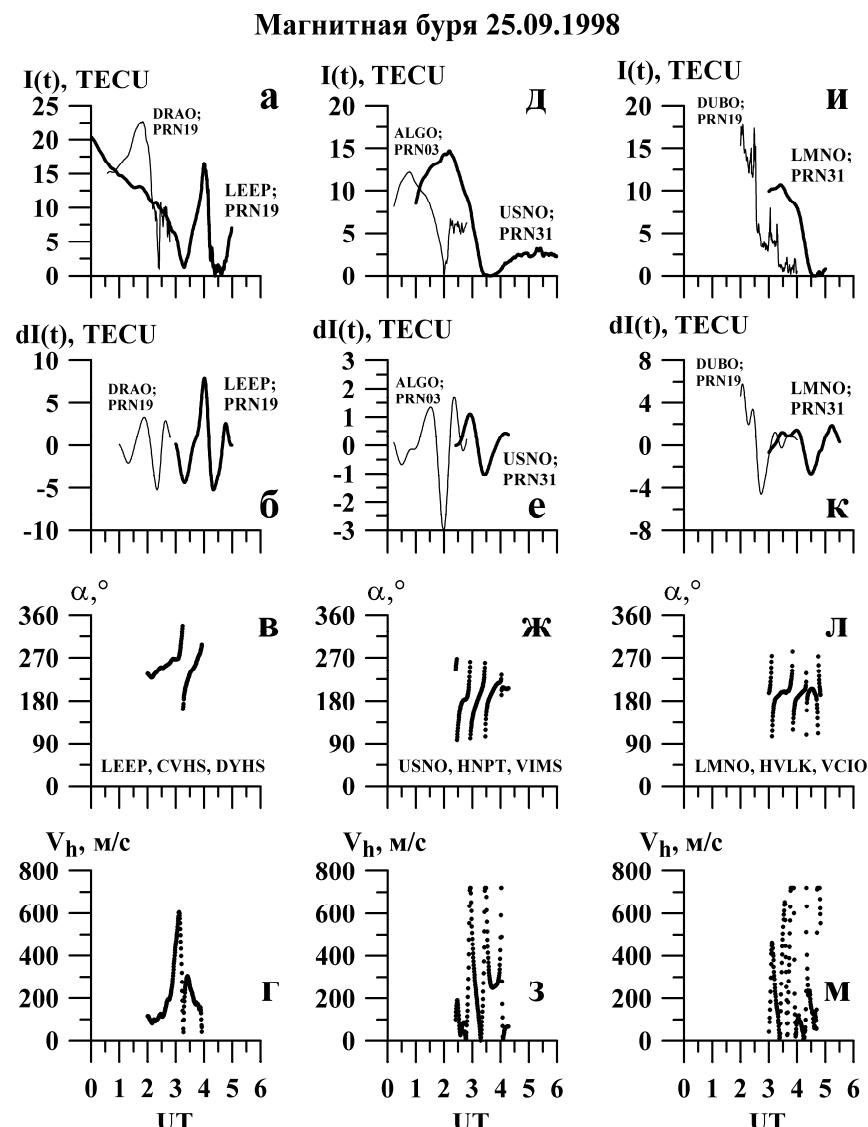


Рисунок 3.3 – Вариации ПЭС и параметры КМ ПИВ во время магнитной бури 25 сентября 1998 г.

Таблица 3.2 – Параметры КМ ПИВ, полученные методом SADM-GPS 25 сентября 1998 г.

GPS-решетки	A, TECU	\bar{V}_h , м/с	$\sigma \bar{V}_h$, м/с	V_C , м/с	$\bar{\alpha}$, °	$\sigma \bar{\alpha}$, °
США						
LEEP-CVHS-DYHS	2.634	254	148	212	245	22
LMNO-HVLK-VCIO	0.480	264	236	238	195	24
USNO-HNPT-VIMS	0.648	211	138	154	177	37
Англия						
BRUS-DOUR-WARE	0.335	286	244	364	175	17
Австралия						
ORRO-TIDI-STRI	0.958	324	158	241	331	44

Таким образом, по данным североамериканских станций в результате геомагнитного возмущения образовалась крупномасштабная уединенная волна, имевшая длительность ~ 1 ч и ширину фронта не менее 3700 км. Волна распространялась в сторону экватора со скоростью ~ 300 м/с на расстояния до 2000-3000 км [56, 116]. Вдоль фронта наблюдалось изменение направления волнового вектора **K**: азимут **K** составлял 245° для решетки LEEP и 177° для решетки USNO. Волновой вектор отклонялся к западу ("закручивался") в сторону послеполуденного сектора. Направление распространения возмущения было тем ближе к экваториальному, чем ближе к ночному местному времени располагались точки регистрации.

Для того, чтобы определить присутствие ПИВ в других географических регионах были выбраны две подходящие GPS-решетки: одна в Англии (с центральным пунктом BRUS) и одна в Австралии (с центральным пунктом ORRO). Значения скоростей и направлений перемещения ПИВ, полученные на этих решетках, также приведены в Таблице 3.2 [56, 116]. Для решетки BRUS исследуемый интервал 00:00-04:00 UT соответствует ночному времени суток. Среднее значение скорости, рассчитанное на BRUS-интерферометре, близко к \bar{V}_h , полученному на решетке LMNO, а направление перемещения – к значению $\bar{\alpha}$ по данным решетки USNO.

Некоторые авторы отмечали подобие и даже синхронность генерации КМ ПИВ в северном и южном полушарии в период магнитосферных возмущений [118]. Возможность выбора GPS-решеток в южном полушарии была ограничена из-за небольшого количества GPS-станций в этом регионе, тем не менее для бури 25.09.1998 была подобрана решетка ORRO. На ней, как и на станциях северного полушария, в интервал времени 00:00-04:00 UT зарегистрировано крупномасштабное возмущение ПЭС типа уединенной волны, которое перемещалось в целом в сторону экватора, но с существенным (около 30°) отклонением к западу (Таблица 3.2).

Как отмечалось выше, отдельные исследователи приводят существенно различные значения модуля скорости КМ ПИВ: от 300 до 1000 м/с. Высокие скорости получают, как правило, на меридиональных цепочках ионозондов. Так, в [118] авторы, исследуя распространение КМ ПИВ в северном и южном полушариях по данным о действующих высотах области F ионосферы определили, что в обоих полушариях КМ ПИВ имеют период около 132 мин и перемещаются в сторону экватора со скоростью порядка 800 м/с. Похожие результаты были получены в работе [122] по данным измерений ПЭС с использованием сигналов геостационарных ИСЗ в разнесенных пунктах. В данной работе построены зависимости временных задержек подобных возмущений в вариациях параметров радиосигнала от широты пункта наблюдения. Таким образом, авторы фактически оценивали меридиональную компоненту скорости КМ ПИВ, а не истинную фазовую скорость перемещения. В случае существенного отклонения перемещения КМ ПИВ от южного направления данный способ

оценки может дать завышенные значения скорости. В случае бури 25 сентября 1998 г. на решетке LEEP, где наблюдалось наибольшее (по сравнению с другими решетками) отклонение перемещения КМ ПИВ от южного направления, подобная оценка скорости дала бы значение 604 м/с. Это более, чем в два раза выше истинного значения фазовой скорости 254 м/с.

Можно отметить, что при оценках фазовой скорости КМ ПИВ по данным разнесенного лучевого приема на радаре HP EISCAT [121] полученные значения не превышали 400 м/с. Еще более низкие величины фазовой скорости КМ ПИВ были получены на MU радаре (около 240 м/с) [106] и на радаре Super-DARN (от 50 до 280 м/с) [111]. Эти результаты хорошо согласуются со средним значением фазовой скорости, полученной нами с учетом данных всех рассмотренных решеток (300 м/с). Обсуждение причин отклонения волнового вектора КМ ПИВ от экваториального направления приводится в п. 3.2.

3.1.2. Магнитная буря 17 апреля 2002 г.

Во время умеренной магнитной бури 17.04.2002 исследования параметров КМ ПИВ проводились в восточносибирском регионе, при этом удалось провести сопоставление данных о ПЭС, полученных на GPS-приемниках в Иркутске, Красноярске и Улан-Удэ, с измерениями электронной концентрации Ne на Иркутском радаре НР, а также с измерениями доплеровского сдвига частоты (ДСЧ) на трассе "Иркутск–Улан-Удэ" [91].

Характеристика геомагнитной обстановки. Бури 17.04.2002 имела выраженное внезапное начало SSC в 11:07 UT (Рисунок 3.4). В максимальной фазе бури Кр-индексы поднимались до 7, суммарный за сутки Кр-индекс составил 38. Примерно до момента SSC 17 апреля амплитуда Н-компоненты геомагнитного поля, измеренной на станции Иркутск, менялась в пределах ± 20 нТл, а затем начала быстро уменьшаться и в 17:00 UT достигла минимального значения около -100 нТл. На рисунке 3.4б представлены вариации $dH(t)$, отфильтрованные из исходного ряда $H(t)$ в диапазоне периодов 10-60 мин, соответствующем периодам КМ ПИВ. Наиболее интенсивные колебания $dH(t)$ размахом до 40 нТл наблюдались в интервале 12:00-20:00 UT 17 апреля, что соответствовало местной ночи с 19:00 LT 17 апреля до 03:00 LT 18 апреля.

Геометрия измерений. На рисунке 3.5 представлена карта расположения экспериментальных средств радиофизического комплекса ИСЗФ СО РАН. Точками отмечены станции GPS, ромбом – Иркутский радар НР. Звездочка соответствует проекции точки отражения КВ радиосигнала от ионосферы на трассе "Иркутск–Улан-Удэ". Трасса имеет протяженность около 270 км. Область отражения расположена на высоте 255 км на расстоянии 135 км, что

соответствует варианту слабонаклонного зондирования. Для анализа был выбран интервал 12:30-14:30 UT, когда имелись одновременные измерения ДСЧ, НР и ПЭС.

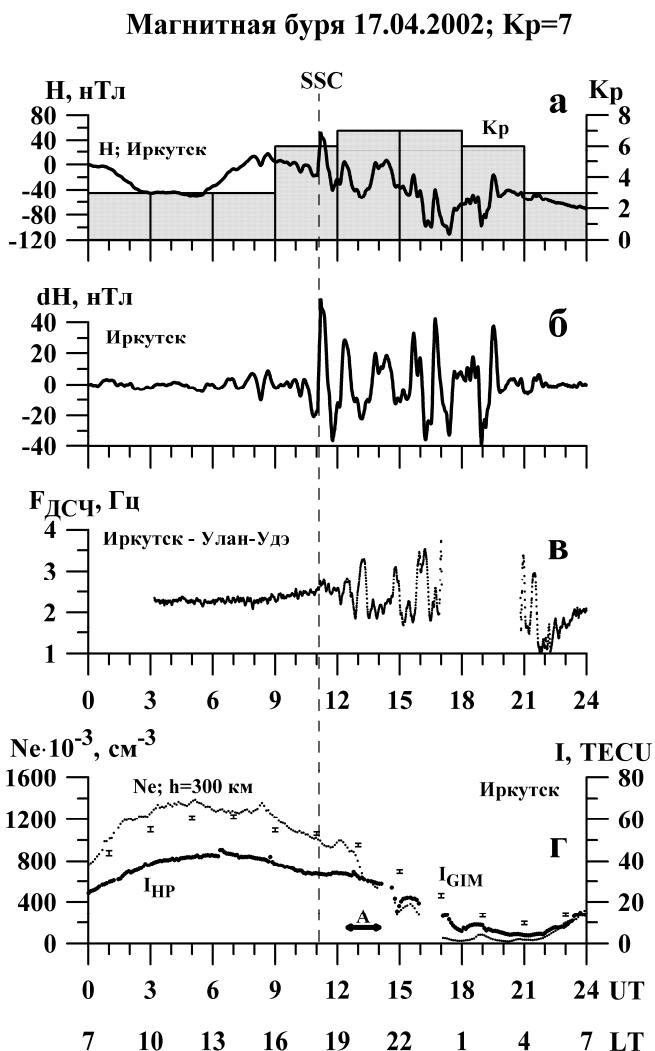


Рисунок 3.4 – Вариации геомагнитных и ионосферных параметров во время магнитосферной бури 17 апреля 2002 г.

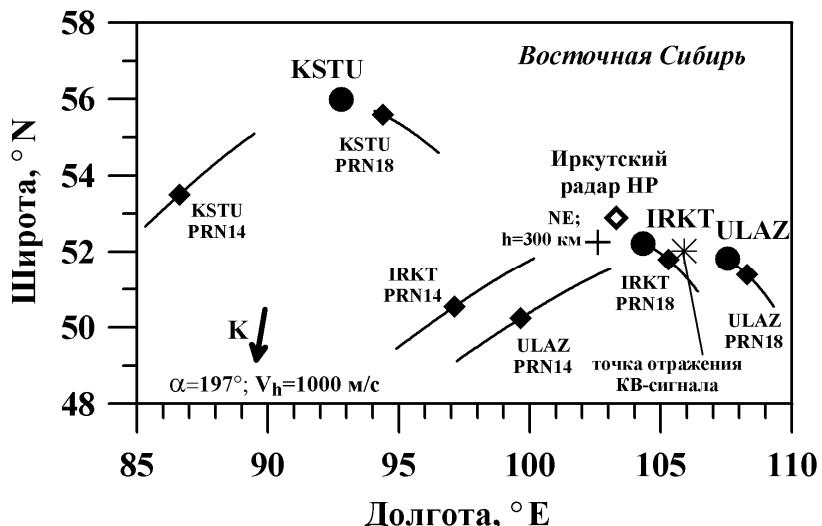


Рисунок 3.5 – Геометрия измерений во время магнитосферной бури 17 апреля 2002 г.

Параметры КМ ПИВ по данным Иркутского радара НР. Иркутский радар НР представляет собой моностатическую установку, предназначенную для диагностики среднеширотной ионосферы методом некогерентного рассеяния на частотах 154-162 МГц [91]. Технические характеристики радара позволяют получать надежные оценки электронной концентрации, температуры электронов и ионов, скорости дрейфа ионосферной плазмы в диапазоне высот 100-900 км с временным разрешением 6 мин. К сожалению, 17 апреля 2002 г. по техническим причинам удалось провести только измерения локальной электронной концентрации $Ne(t,h)$. Они получены с временным шагом 6 мин, достаточным для регистрации вариации с периодом порядка 1 часа.

На рисунке 3.4г показана зависимость $Ne(t)$ на высоте 300 км. Максимальное значение $Ne(t)$ соответствует 12 часам местного времени. Интересно сравнить восстановленную по данным НР зависимость ПЭС $I_{HP}(t)$ для диапазона высот 100-900 км (Рисунок 3.4г) с суточной зависимостью вертикального ПЭС $I_{GIM}(t)$, полученной по данным глобальных карт IONEX для региона Иркутска. На рисунке 3.4г средние значения $I_{GIM}(t)$ соответствуют положениям центров вертикальных отрезков, а СКО $I_{GIM}(t)$ – высоте отрезков.

Значительный дефицит $I_{HP}(t)$ для диапазона высот 100-900 км по сравнению со значениями $I_{GIM}(t)$, соответствующими диапазону высот от приемника на земной поверхности до ИСЗ GPS на высоте порядка 20000 км, объясняется заметной долей плазмосферы Земли в интегральном значении ПЭС. Этот результат хорошо согласуется с оценками ПЭС плазмосферы, полученным по данным специальных измерений с использованием геостационарных ИСЗ [124, 125], а также спутников GPS [126, 127].

Примерно через 2 ч после внезапного начала магнитной бури наблюдаются заметные волнообразные вариации $Ne(t)$ с часовым периодом, которые приходятся на местное ночное время (с 20:00 до 22:00 LT). На рисунке 3.4г отрезок "A" отмечает временной интервал, которому соответствуют обсуждаемые ниже вариации измеряемых параметров (Рисунок 3.6).

Относительные вариации локальной концентрации dNe/Ne на различных высотах, отфильтрованные из исходных рядов $Ne(t)$ в диапазоне периодов 10-60 мин, показаны на рисунке 3.6в. На рисунке 3.6г представлено высотно-временное распределение dNe/Ne . Как видно, в интервал времени 12:30-14:00 UT наблюдается падение электронной концентрации с характерным периодом около 1 ч и максимальной относительной амплитудой dNe/Ne до 10-14%. Максимум Ne слоя F2 в это время располагался на уровне 370 км. Легко заметить высокую степень корреляции вариаций концентрации dNe/Ne в широком диапазоне высот: от 240 до 360 км.

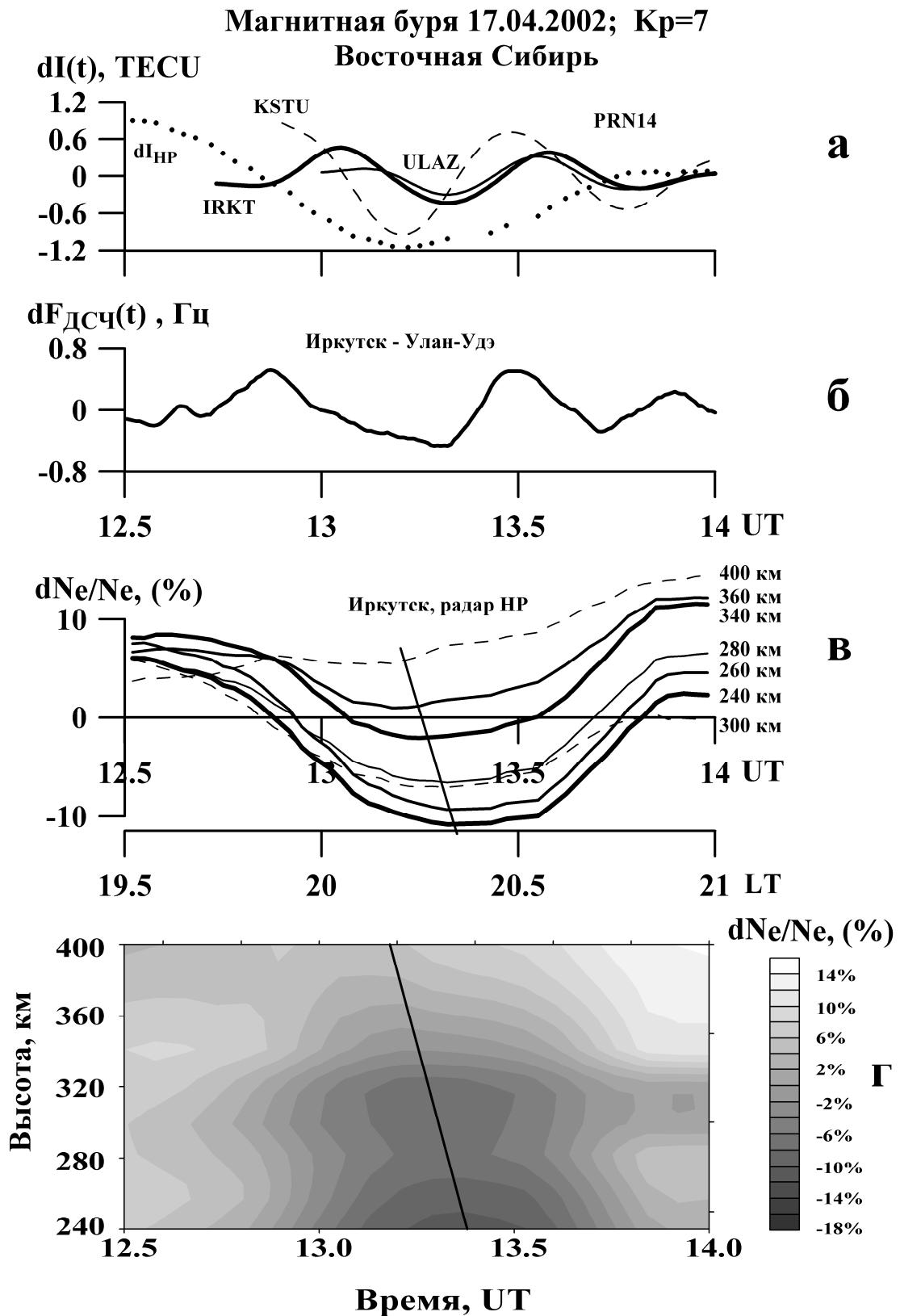


Рисунок 3.6 – Вариации ионосферных параметров в Восточной Сибири во время магнитосферной бури 17 апреля 2002 г.

Однако амплитуда вариаций dNe/Ne , начиная с высоты 400 км, начинает заметно уменьшаться, несмотря на то, что уровень фоновой электронной концентрации все еще остается высоким.

Измерения вертикального профиля возмущений локальной концентрации dNe/Ne позволяют определить вертикальную скорость V_V перемещения возмущения и ее знак. На рисунке 3.6в-г наклонная прямая проведена через минимумы dNe/Ne на различных высотах. Расчет показывает, что фаза колебания dNe/Ne перемещается вниз со скоростью $V_V \approx 260$ м/с. Следует учесть, что диаграмма направленности антенны Иркутского радара НР наклонена на юго-запад под зенитным углом порядка 13° , так что действительная фазовая скорость V_V несколько ниже – около 230 м/с.

Параметры КМ ПИВ по данным измерений доплеровского сдвига частоты. Вариации ДСЧ ($dF_{DCS}(t)$) на трассе "Иркутск–Улан-Удэ" приведены на рисунке 3.4в. В спокойный период (до 11:00 UT) вариации $F_{DCS}(t)$ оставались незначительными. После внезапного начала бури (SSC) размах вариаций $F_{DCS}(t)$ стал возрастать и достиг значения 2 Гц, на порядок превышающего фоновые вариации $F_{DCS}(t)$. Данные для интервала времени 17:00-20:00 UT отсутствовали по техническим причинам. Вариации $F_{DCS}(t)$ возрастают одновременно с увеличением амплитуды вариаций магнитного поля $dH(t)$. Форма отфильтрованных колебаний $F_{DCS}(t)$ (Рисунок 3.6б), подобна соответствующим вариациям ПЭС (Рисунок 3.6а), а положение минимума (13:19 UT) согласуется с данными GPS и радара НР и с представлением о том, что эти колебания вызваны распространяющейся в южном направлении волной с шириной фронта, превышающей 1500 км.

Параметры КМ ПИВ по данным GPS. На рисунке 3.6а для интервала времени 12:30-14:00 UT (интервал "A" на рисунке 3.4) представлены отфильтрованные в диапазоне периодов 10-60 мин ряды ПЭС $dI(t)$. Ряды $dI(t)$ демонстрируют наличие значительных периодических колебаний ПЭС с амплитудой до 0.8 TECU и периодом 30-40 мин. Расчет параметров ПИВ по методу SADM-GPS показал наличие явно выраженного направления перемещения с наиболее вероятным значением около 197° . Средняя горизонтальная скорость перемещения ПИВ составила около 1300 м/с, а длина волны – около 2500 км. Внизу рисунка 3.5 стрелкой показано вычисленное по данным GPS-интерферометра направление волнового вектора \mathbf{K} .

Средний угол места θ волнового вектора КМ ПИВ оказался равным -40° (волновой вектор \mathbf{K} направлен к земле). Эта оценка не противоречит результатам анализа вертикального профиля возмущений локальной концентрации $dNe(t)$, полученного на Иркутском радаре НР (Рисунок 3.6в). Она согласуется также с известными теоретическими представлениями [128] и экспериментальными данными [3, 4, 106, 121, 129].

Используя в качестве фонового значения ПЭС данные глобальных карт GIM $I_{GIM}(t)$, можно определить относительную амплитуду возмущения ПЭС. Для анализируемого интервала 12:30-14:00 UT (20:00-21:00 LT) среднее значение вертикального ПЭС $I_{GIM} = 20$ TECU, что дает величину dI/I_{GIM} порядка 5%. Как и следовало ожидать в силу интегрального характера ПЭС, значение dI/I_{GIM} оказалось в 2-3 раза ниже, чем относительная амплитуда вариаций dNe/Ne , полученная на Иркутском радаре НР. Исходя из этого можно говорить о локализации возмущения в области высот максимума слоя F2 (п. 2.3.4).

Неожиданным оказалось различие формы и характерного периода отклика локальной концентрации dNe/Ne и ПЭС $dI(t)$ на прохождение возмущения. Это хорошо видно при сравнении соответствующих кривых на рисунке 3.6. Положение минимума dNe/Ne хорошо согласуется с аналогичными данными измерений ПЭС и ДСЧ. Однако период возмущения локальной концентрации dNe/Ne почти в 2 раза больше, чем для отклика ПЭС и $F_{DCS}(t)$. Одной из причин такого различия могло бы быть искажение формы отклика, обусловленное интегральным характером измерения ПЭС. В этом случае возмущения dNe/Ne на различных высотах имеют разные фазы из-за конечной величины вертикальной фазовой скорости перемещения, так что результат суммирования вдоль луча на ИСЗ может иметь не только меньшую амплитуду, определяемую ракурсными соотношениями, но и другую форму, чем для локальной концентрации dNe/Ne . Для проверки этого предположения по данным радара НР была восстановлена зависимость ПЭС $I_{HP}(t)$ для диапазона высот 100-900 км, полученные ряды $I_{HP}(t)$ были отфильтрованы в диапазоне периодов 10-60 мин. Отфильтрованная зависимость $dI_{HP}(t)$ показана на рисунке 3.6а точками. Оказалось, что хотя амплитуда и положение минимума $dI_{HP}(t)$ практически совпадает с аналогичными данными измерений ПЭС на луче "KSTU-PRN14" и измерений доплеровского смещения частоты $F_{DCS}(t)$, тем не менее период возмущения локальной концентрации $dNe(t)$ остался таким же, что и для возмущения локальной концентрации dNe/Ne на высотах 240-360 км.

Одним из возможных объяснений может быть доплеровский сдвиг частоты волнового возмущения, обусловленное движением ИСЗ на орбите. Действительно, как показано на рисунке 3.5, направление перемещения ионосферной точки, например, для луча "IRKT-PRN14", близко к направлению волнового вектора **К** ПИВ, но противоположно по направлению. В этом случае измеренный период возмущения оказывается меньше истинного. Однако при скорости перемещения ПИВ около 1000 м/с и максимальной скорости перемещения ионосферной точки на высоте 370 км около 100 м/с, изменение периода составляет не более 1/10, что существенно меньше наблюдаемого отличия периодов возмущения локальной концентрации dNe/Ne и возмущения ПЭС

$dI(t)$. Таким образом, различие формы и характерного периода отклика локальной концентрации dNe/Ne и ПЭС $dI(t)$ на прохождение возмущения пока не нашло должного объяснения. Возможно, это различие связано с неопределенностью вклада вариаций ПЭС в плазмосфере, однако это только предположение, которое необходимо будет дополнить соответствующими исследованиями.

3.1.3. Магнитная буря 29 октября 2003 г.

Изучению эффектов мощных магнитных бурь 29-30.10.2003 посвящено много работ [54, 113, 115, 130-135]. На примере бурь 29-30.10.2003 исследовательской группой ИСЗФ СО РАН с помощью программного комплекса GLOBDET получены уникальные экспериментальные данные. В частности впервые получено экспериментальное подтверждение гипотезы генерации неоднородностей мелкого и переходного масштабов интенсивными ПИВ [130]. Показано, что данный процесс вызывает также искажения сигналов GPS и увеличение погрешности GPS-позиционирования [131]. В диссертации выполнен комплексный анализ реакции ионосферы на бурю 29.10.2003 по картам GIM и данным GPS-приемников, а также проведены исследования формы фронта и направления распространения КМ ПИВ, образовавшегося в авроральной зоне после SSC (результаты исследований приведены в п. 3.2) [54, 113, 115].

Характеристика геомагнитной обстановки. За крупными солнечными вспышками 28 (класс X17.2) и 29 (класс X10.0) октября 2003 г. последовали две мощные геомагнитные бури 29.10.2003 ($Dst = -308$ нТл, $Kp=9$) и 30.10.2003 ($Dst = -347$ нТл, $Kp=9$). Буря 29 октября 2003 г. имела хорошо выраженное внезапное начало (SSC) в 06:11 UT. Буря 30 октября 2003 г. происходила на возмущенном фоне, вызванном первой бурей. Положение аврорального овала определялось по данным Space Environmental Monitor (SEM, URL: <http://sec.noaa.gov/pmap>), который включает в себя серию низкоорбитальных спутников NOAA POES

Анализ реакции ионосферы на бурю 29.10.2003 по картам GIM. Прежде всего реакция ионосферы на магнитную бурю 29.10.2003 была проанализирована с помощью глобальных карт ПЭС (GIM, п. 1.2.6) [54]. На рисунке 3.7 (слева) приведены построенные в полярных координатах карты GIM для трех последовательных моментов времени (06:00, 08:00, 10:00 UT) 29 октября 2003 г. Момент 06:00 UT предшествует внезапному началу бури. Для сравнения на рисунке 3.7 (справа) даны карты GIM для тех же моментов времени в магнитоспокойный день 23 октября 2003 г.

Как видно из рисунка, стандартные карты GIM отражают глобальную структуру и динамику ионосферы, хотя и недостаточно полно. Как в спокойных, так и в возмущенных условиях на картах хорошо прослеживается суточное движение ионизации с максимумом около 14:00 LT и минимумом около 04:00 LT. Ярко выражена экваториальная аномалия. В спокойных

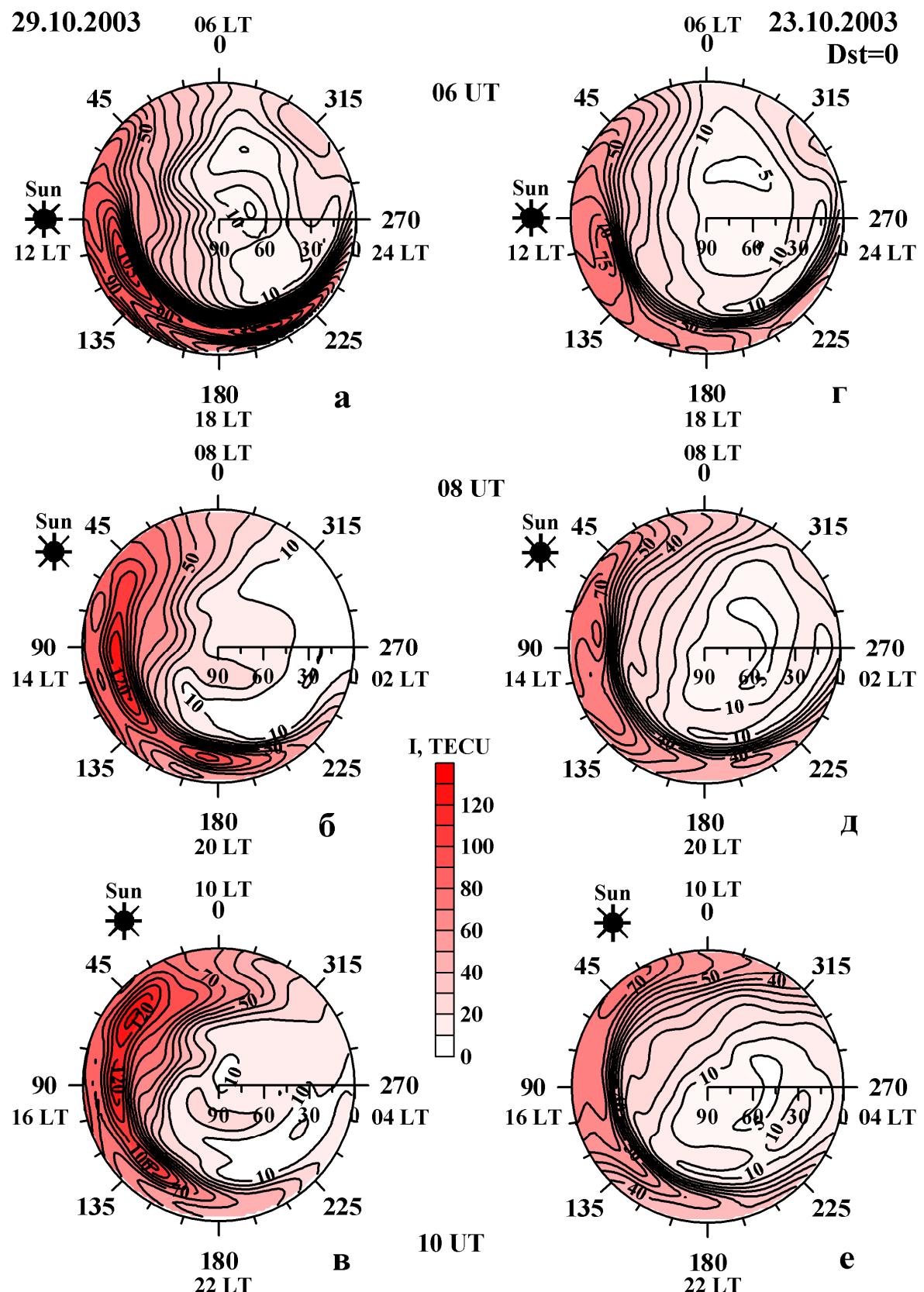


Рисунок 3.7 – Глобальные карты ПЭС (GIM) в спокойных (справа) и возмущенных (слева) условиях. Символ * отмечает местный полдень.

условиях северный гребень ионизации наблюдается на широтах 10-17° в утреннем, дневном и вечернем секторах. Величина ПЭС в гребне не превышает 80 ТЕСУ. Во время магнитосферных возмущений северный гребень экваториальной аномалии смещается к северу до широт 20-22°. Происходит значительное увеличение ПЭС в гребне – до 130 ТЕСУ. Данный эффект находится в хорошем согласии с результатами, полученными в [136]. Стоит отметить, что и в спокойных, и в возмущенных условиях скорость перемещения изолиний ПЭС на картах GIM отражает, главным образом, суточное передвижение ионизации вслед за Солнцем.

В то же время на картах GIM не прослеживается такое крупномасштабное образование, как главный ионосферный провал. Не удалось нам обнаружить и крупномасштабных волновых возмущений ПЭС, вызванных магнитной бурей 29.10.2003 и зафиксированных в измерениях отдельных приемников GPS (см. ниже). В период бури на картах наблюдается достаточно монотонное возрастание ионизации от полюса к экватору, аналогичное спокойным условиям, лишь более резко выраженное – с учетом изменений, произошедших в экваториальной аномалии.

Для более детального сравнения поведения ПЭС в спокойных и возмущенных условиях были построены карты (Рисунок 3.8) относительного отклонения ПЭС dI , которое рассчитывалось по формуле:

$$dI = \frac{I_{29} - I_{23}}{I_{23}} \cdot 100\% , \quad (3.1)$$

где I_{29} , I_{23} – значения ПЭС на картах GIM 29 и 23 октября 2003 г., соответственно. До момента SSC 29 октября в целом наблюдались повышенные по сравнению со спокойным днем 23.10.2003 значения ПЭС (Рисунок 3.8а), что связано, очевидно, с более высоким уровнем магнитной активности. После начала бури широтно-долготное распределение отклонений ПЭС от спокойного уровня приобретает характерную структуру. Можно выделить две крупные области со значительно увеличенными значениями ПЭС (Рисунок 3.8б-в): вдоль гребня экваториальной аномалии (величина возрастания ПЭС по сравнению со спокойным уровнем 150-200%) и на высоких широтах в ночном полушарии (увеличение ПЭС до 400%). При этом зона высокоширотного возрастания ПЭС по форме повторяет южную границу аврорального овала (Рисунок 3.8б). На средних и низких широтах ночной ионосфера наблюдается существенное уменьшение ПЭС относительно спокойного уровня (величина уменьшения 50-100%). Описанное распределение отклонений ПЭС является достаточно стационарным и не меняется в течение нескольких часов. Структуры типа ПИВ на картах отклонений ПЭС выделить также не удалось. Вероятно, пространственно-временное разрешение стандартных карт GIM оказывается недостаточным для выделения таких более тонких ионосферных структур. Авторы [137] сообщали, что они наблюдали ПИВ на картах отклонений ПЭС от

спокойного уровня во время геомагнитной бури 26 ноября 1994 г. Однако авторы использовали в своих исследованиях карты GIM с высоким разрешением и 15-мин интервалом по времени.

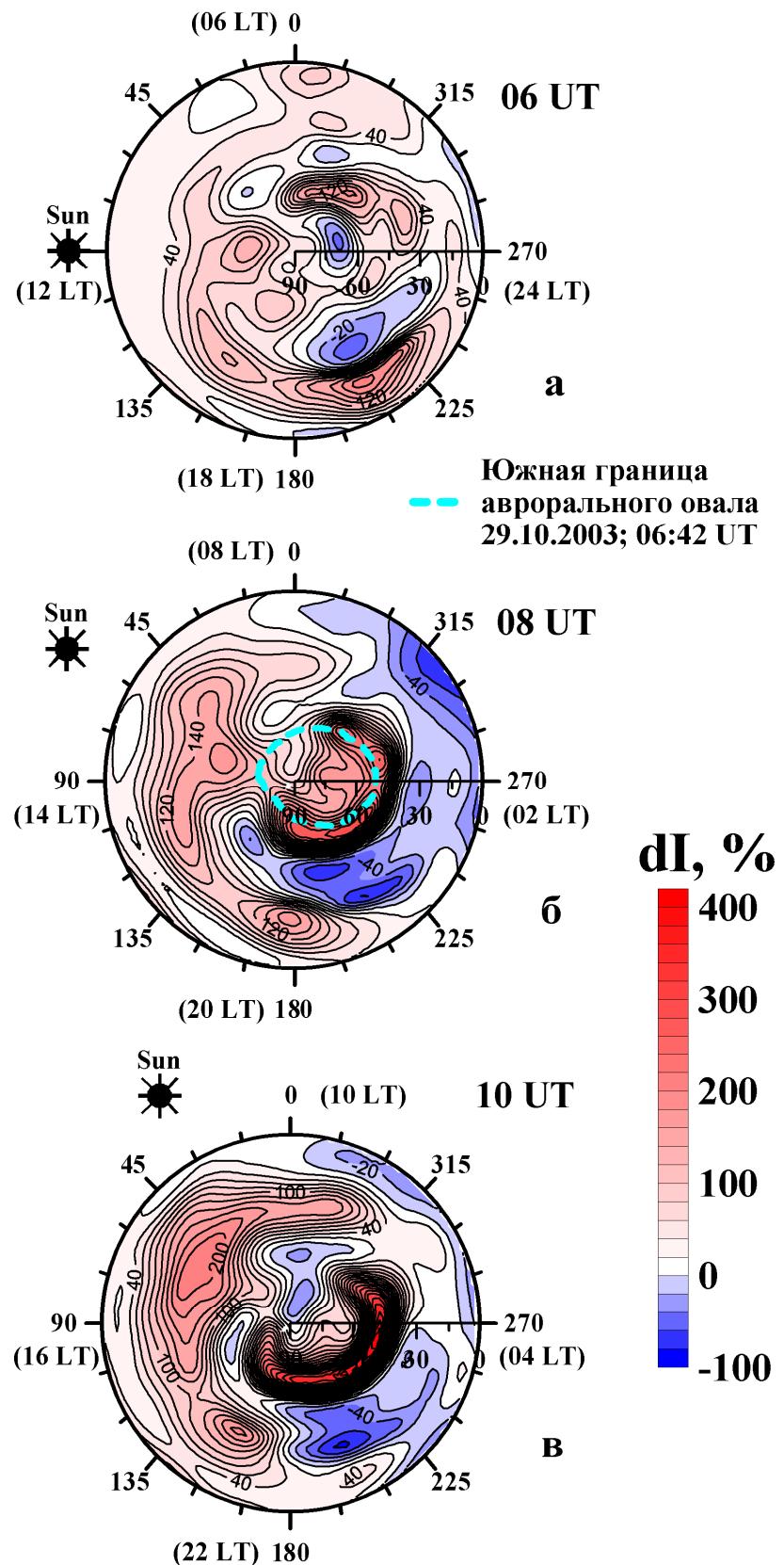


Рисунок 3.8 – Глобальные карты относительного отклонения ПЭС во время магнитной бури 29 октября 2003 г.
Символ * отмечает местный полдень.

Свойства КМ ПИВ, зарегистрированного по данным GPS-приемников 29.10.2003.

Исследование КМ ПИВ, вызванных бурей 29.10.2003 проводилось по данным измерений вариаций ПЭС на мировой сети приемников GPS, размещенных в пяти секторах северного полушария: западно-американском, восточно-американском, европейском, азиатском и дальневосточном (Рисунок 3.9). Сектора регистрации вариаций ПЭС представлены на рисунке 3.9 областями A, B, C, D, E, а положение станций GPS показано точками. Квадратами на рисунке 3.9 отмечены магнитовариационные станции, данные которых применялись для контроля за геомагнитной обстановкой. Крестом показан северный магнитный полюс (NMP). Пунктирной линией отмечена южная граница аврорального овала на момент 05:26 UT 29.10.2003.

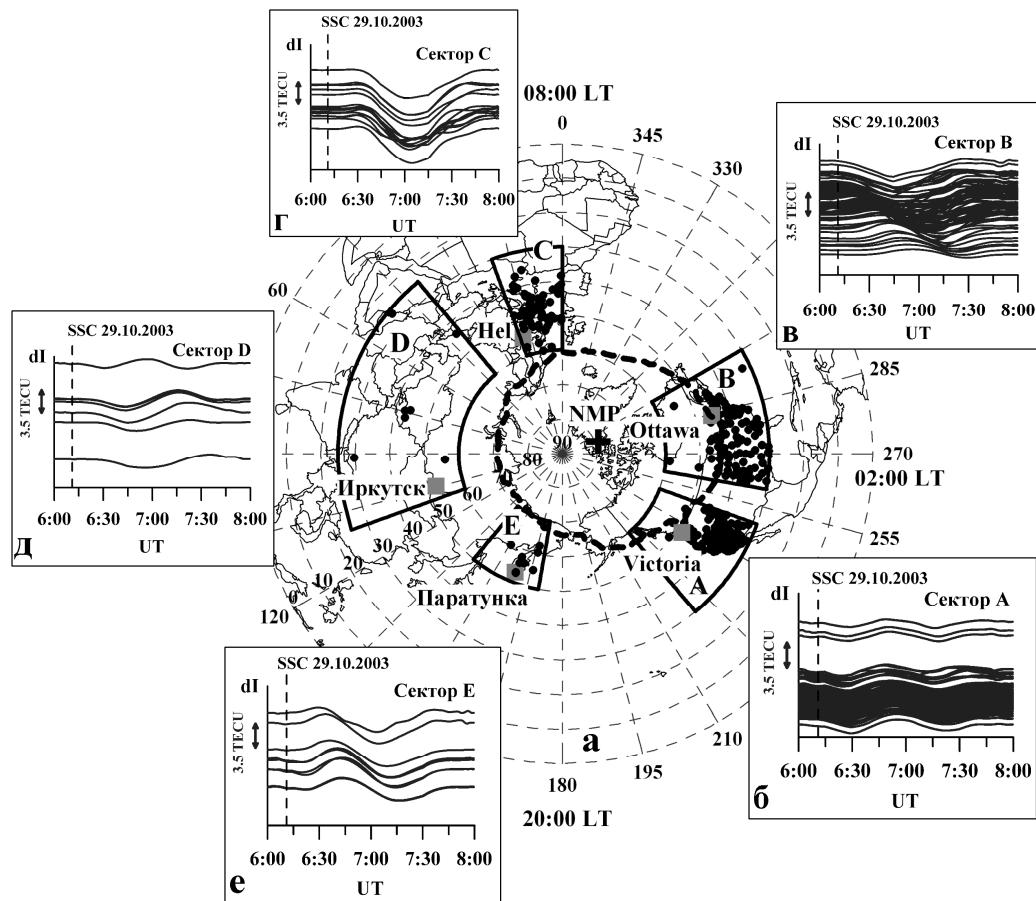


Рисунок 3.9 – Геометрия измерений (а) и отфильтрованные вариации ПЭС (б-е) во время магнитной бури 29.10.2003.

Исходные ряды "наклонного" ПЭС, полученные на приемниках GPS, преобразовывались в вертикальное значение (п. 1.2.5) и подвергались фильтрации в диапазоне периодов 30-60 мин (п. 2.2.2). Во всех секторах, кроме азиатского, скорость и направление перемещения КМ ПИВ рассчитывались по методу SADM-GPS. В азиатском регионе сеть GPS-станций очень разрежена

(расстояние между станциями – около 1000 км). Это не позволило использовать методику SADM-GPS, и скорость ПИВ определялась в данном регионе по методу D1-GPS (п. 2.2.3).

29 октября через 2-5 мин после внезапного начала магнитной бури во всех секторах зафиксировано волнообразное возмущение ПЭС с периодом 40-60 мин. Примеры отфильтрованных временных вариаций ПЭС приведены на панелях (б-е) на рисунке 3.9. Рассчитанные значения скоростей и направлений перемещения зарегистрированного КМ ПИВ в каждом секторе приведены в Таблице 4.3. В таблице указаны, кроме того, СКО скорости и азимута, а также средние для региона значения амплитуды ΔI и периода Т возмущения [54, 113]. Относительная амплитуда возмущения ПЭС dI/I , определенная с привлечением данных карт GIM, составила 10-12%. В работах [64, 138] показано, что возмущение представляло собой уединенную волну и наблюдалось в период максимальных изменений в геомагнитном поле.

Таблица 3.3 – Параметры КМ ПИВ в различных секторах

Сектор Регион	V_h , м/с	СКО V_h , м/с	α , °	СКО α , °	ΔI , ТЕСУ	Т, мин
А западно-американский	1090	364	208	7	0.4	48
В восточно-американский	684	310	193	30	1.3	48
С европейский	1508	540	259	46	1.2	60
Д азиатский	1640	397	194	93	2.2	54
Е дальневосточный	1013	350	235	32	2.5	60

3.1.4. Магнитная буря 10 ноября 2004 г.

Для мощной бури 10.11.2004 ($Dst = -383$ НТл, $K_p = 9$) проведено сравнение интенсивности КМ ПИВ, зарегистрированных по данным ПЭС, с интенсивностью локальных возмущений электронной концентрации. Геометрия измерений была аналогична показанной на рисунке 3.5. Относительная амплитуда возмущения электронной концентрации определялась по данным измерений критической частоты f_0F2 слоя F2 ионосферы на Иркутском дигизонде (52.2°N ; 104.3°E) [139, 140].

Определение параметров соответствующего возмущения ПЭС производилось по данным измерений на близлежащей станции GPS IRKT. Исходные ряды ПЭС были отфильтрованы в диапазоне периодов 30-120 мин, соответствующем периодам КМ ПИВ, и преобразованы в эквивалентное "вертикальное" (ряды $dI(t)$). Относительная амплитуда dI/I определялась с помощью нормировки значения dI на фоновую величину I , в качестве которой использовались значения абсолютного "вертикального" ПЭС, рассчитанные по картам GIM (п. 1.2.6).

Во время бури 10 ноября 2004 г. над Иркутском по данным GPS-станции IRKT и Иркутского дигизонда было зарегистрировано КМ ПИВ. На рисунке 3.10 сплошной линией показаны отфильтрованные вариации $dI(t)$ ПЭС на луче IRKT-PRN28. Около 8:15 UT наблюдается максимум вариаций ПЭС с последующим выраженным уменьшением ПЭС на величину до 16 TECU за время 40-50 мин. Относительная амплитуда отмеченного перепада в вариациях ПЭС dI/I составила $\sim 40\%$. Сплошная линия с треугольниками на рисунке 3.10 показывает поведение критической частоты f_0F2 . Видно, что вариации f_0F2 близки по форме к вариациям ПЭС. Наблюдаемому уменьшению f_0F2 соответствует относительная амплитуда возмущения электронной концентрации dNe/Ne в максимуме F-слоя не менее 85%. Таким образом соотношение $(dI/I)/(dNe/Ne)$ составило около 0.5. Для бури 17 апреля 2002 г., описанной в п. 3.1.2, соотношение $(dI/I)/(dNe/Ne) \approx 0.3-0.5$. В работах [64, 92, 93] аналогичные результаты были получены для сильных магнитных бурь 29-31 октября 2003 г. ($Dst = -347$ нТл, $K_p = 9$) по данным наблюдений в Восточной Сибири (29.10.2003, GPS-станция IRKT, Иркутский дигизонд) и Северной Америке (30.10.2003, GPS-станция SUM1, ионозонд Dyess AFB). В Восточной Сибири 29.10.2003 относительная амплитуда вариаций ПЭС dI/I составила 10-12%, относительная амплитуда возмущения электронной концентрации dNe/Ne в максимуме F-слоя достигала 45-50%. При этом $(dI/I)/(dNe/Ne) \approx 0.2-0.25$. В Северной Америке 30.10.2003 $dI/I \approx 14\%$, $dNe/Ne \approx 40\%$, а $(dI/I)/(dNe/Ne) \approx 0.35$.

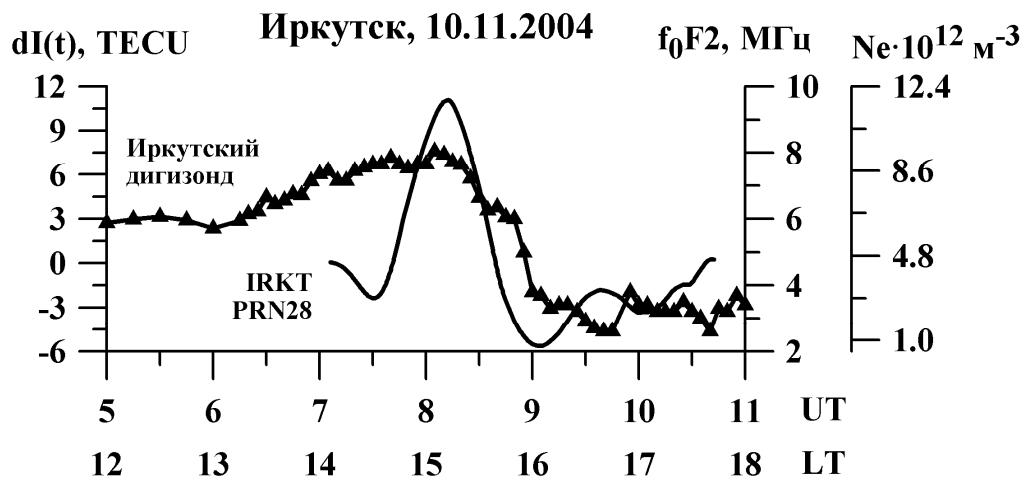


Рисунок 3.10 – Вариации ПЭС и f_0F2 в Восточной Сибири во время магнитной бури 10 ноября 2004 г.

Полученные нами данные согласуются с результатами теоретических и экспериментальных исследований [4, 49, 50, 141], показавших, что максимальное значение dNe/Ne наблюдается вблизи максимума слоя F2 и может меняться от 5% до 40% в зависимости от геофизических условий. Выше главного максимума ионизации амплитуда возмущений быстро уменьшается с ростом высоты, снижаясь в 2 раза на интервале высот ~ 100 км. Согласно этим оценкам, основной

вклад в вариации ПЭС дает область, расположенная вблизи максимума слоя F2 и имеющая высотную протяженность 100-150 км. Увеличение соотношения $(dI/I)/(dNe/Ne)$ до 0.5 (как в случаях бурь 17.04.2002, и 10.11.2004) означает, что область ионосферы, вносящая основной вклад в модуляцию ПЭС, имеет большую протяженность по высоте.

3.2. Динамика возмущений ПЭС в авроральной зоне после внезапного начала магнитной бури

Динамика возмущений ПЭС в авроральной зоне после внезапного начала (SSC) магнитной бури исследована на примере сильных бурь 29 октября 2003 г. ($Dst = -308$ нТл, $Kp=9$) и 11 сентября 2005 г. ($Dst = -147$ нТл, $Kp=8$). SSC бури 29.10.2003 зарегистрировано в 06:11 UT. Буря 11.09.2005 имела выраженное SSC в 01:14 UT.

Исходными данными для обработки служили ряды вариаций "наклонного" ПЭС $I(t)$ и соответствующие им ряды значений углов места $\theta_S(t)$ и азимута $\alpha_S(t)$ лучей "приемник-НИСЗ". Использовались доступные данные GPS-приемников, входящих в международную сеть и размещенных в северном полушарии (URL: <http://lox.ucsd.edu>). Для исследований отбирались непрерывные ряды $I(t)$ длительностью не менее трех часов. Ряды подвергались фильтрации в диапазоне периодов 20-60 мин для выделения КМ ПИВ. Координаты ионосферных точек рассчитываются по известным значениям $\alpha_S(t)$, $\theta_S(t)$ при $h_{max} = 300$ км (п. 1.2.3). Положение аврорального овала определялось по данным Space Environmental Monitor (SEM, URL: <http://sec.noaa.gov/pmap>).

3.2.1. Волновой фронт КМ ПИВ во время бурь 29.10.2003 и 11.09.2005

После SSC 29.10.2003 и 11.09.2005 на станциях GPS северного полушария зафиксировано волнообразное возмущение ПЭС с периодом 40-60 мин. Средняя амплитуда возмущения составляла 1.5 TECU 29.10.2003 и 1.3 TECU 11.09.2005. Это в 50-100 раз выше уровня фоновых флюктуаций ПЭС в спокойных условиях для диапазона периодов 20-60 мин [13].

Для изучения глобальной картины отклика ионосферы на внезапное начало магнитной бури предложен специальный метод визуализации возмущений ПЭС – построение пространственного распределения интенсивности вариаций ПЭС [54]. С этой целью в каждом отфильтрованном ряду ПЭС выделяются минимумы и максимумы вариаций ПЭС с амплитудой выше 1 TECU. Определяется время их регистрации и координаты ионосферных точек, где они были зарегистрированы. Далее на карту наносятся положения ионосферных точек, в которых

зафиксированы экстремумы вариаций ПЭС. В результате получается картина глобального распределения интенсивности вариаций ПЭС. Анализ этого распределения в различные моменты времени позволяет не только оценить форму волнового фронта возмущений ПЭС в авроральной зоне, но и проследить их динамику.

Точками и ромбами на рисунке 3.11а показана картина распределения ионосферных точек, в которых зарегистрированы, соответственно, минимумы и максимумы вариаций ПЭС для момента времени 07:10 UT 29.10.2003. Пунктиром отмечена южная граница аврорального овала. Аналогичная ситуация для 03:00 UT 11.09.2005 представлена на рисунке 3.11б.

В целом динамика возмущений ПЭС имеет следующие особенности. До начала бурь количество возмущений с амплитудой выше 1 ТЕСУ мало, и распределение их в пространстве хаотично. После SSC широтно-долготное распределение экстремумов ПЭС приобретает характерную структуру, при этом в авроральной зоне можно выделить два типа возмущений ПЭС.

Возмущения первого типа представляют собой квазихаотические флюктуации ПЭС внутри области (заштрихована на рисунке 3.11а, б), ограниченной южной границей аврорального овала, что отражает неоднородную структуру ионосферной плазмы в пределах данной зоны.

Возмущения второго типа носят характер КМ ПИВ с периодом 40-60 мин. КМ ПИВ постоянно генерируются на южной границе аврорального овала и распространяются в целом в экваториальном направлении на расстояние до 4500 км.

Плотные сети приемников GPS в Северной Америке и Европе позволили установить, что ширина фронта КМ ПИВ в западно-американском и восточно-американском секторах составляла не менее 3500 км, в европейском секторе – не менее 1500 км. Малое количество приемников в азиатском и дальневосточном секторах затрудняет анализ фронта КМ ПИВ, тем не менее некоторые оценки могут быть сделаны. Толстыми сплошными линиями на рисунке 3.11а, б показано положение и форма волнового фронта КМ ПИВ, полученное аппроксимацией распределения минимумов (черная кривая) и максимумов (серая кривая) ПЭС эллипсом.

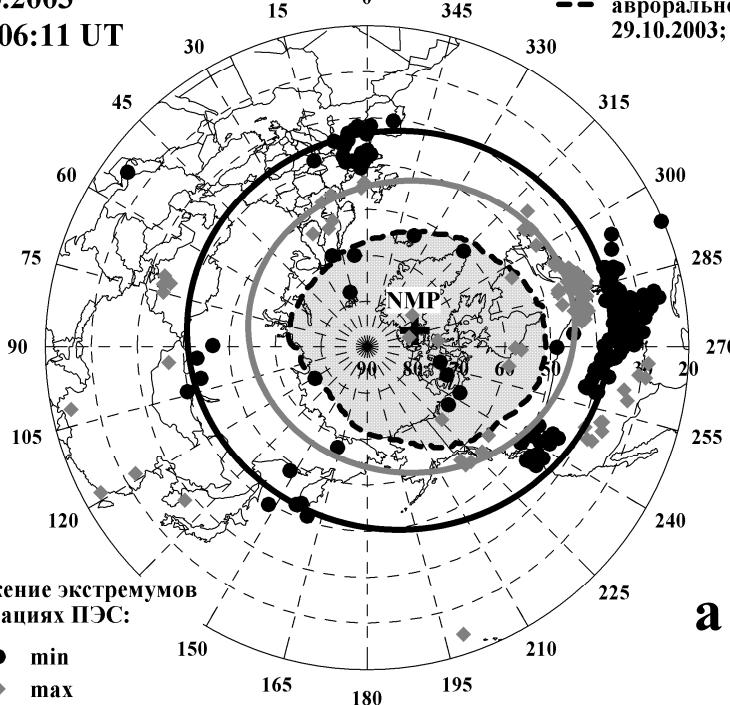
Аппроксимация показала, что для обоих магнитных бурь эксцентриситет e эллипса меняется в пределах 0.03-0.6. Примерно в 70% случаев $e < 0.3$, т.е. форма фронта КМ ПИВ близка к окружности. Как правило, величины эксцентриситетов северного (меньшего размера) гребня КМ ПИВ и аврорального овала имеют близкие значения, т.е. форма фронта КМ ПИВ вблизи аврорального овала повторяет форму последнего.

Длину волны КМ ПИВ можно оценить по расстоянию между аппроксимированными положениями максимумов и минимумов в один и тот же момент времени. В период бури 29.10.2003 длина волны оказалась равной 1300 км, а во время бури 11.09.2005 – 800 км. По смещению волнового фронта в последовательные моменты времени проведена оценка меридиональной скорости V_r распространения КМ ПИВ.

Магнитная буря
29.10.2003
SSC 06:11 UT

07:10 UT

— южная граница
аврорального овала
29.10.2003; 06:42 UT



Магнитная буря
11.09.2005
SSC 01:14 UT

03:00 UT

— южная граница
аврорального овала
11.09.2005; 01:52 UT

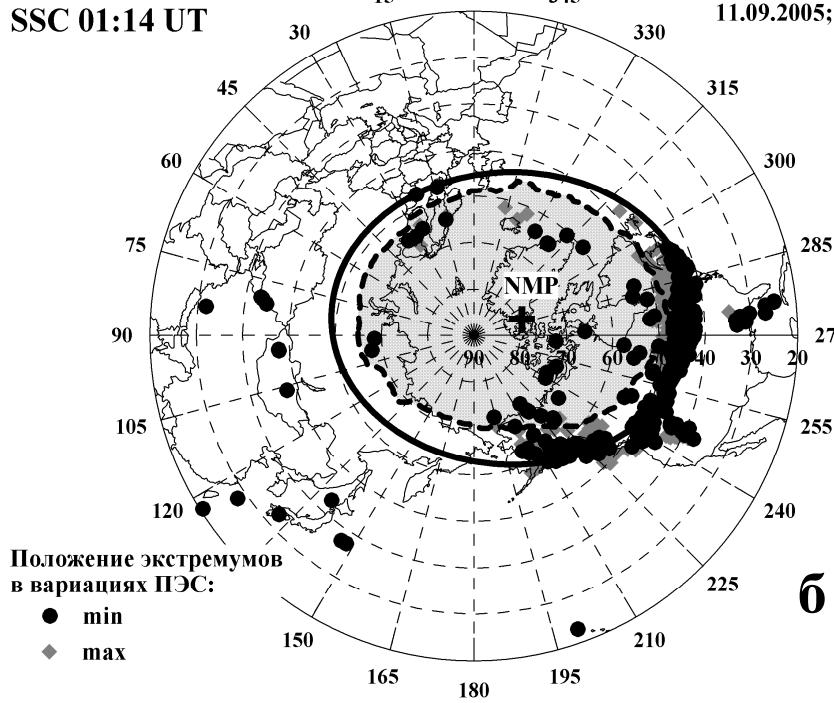


Рисунок 3.11 – Распределение интенсивности вариаций ПЭС и форма волнового фронта КМ ПИВ в 07:10 UT 29.10.2003 (а) и в 03:00 UT 11.09.2005 (б).

Учитывая, что ионосферные точки располагаются на высоте 300 км, меридиональная скорость во время бури 29.10.2003 составила 580 м/с. Используя Таблицу 3.3, можно оценить меридиональную проекцию горизонтальной скорости V_h КМ ПИВ, рассчитанной по методу SADM-GPS: $V_y = V_h \cos \alpha$. Среднее значение V_y для пяти долготных секторов составляет 812±263 м/с. Величины V_r и V_y достаточно близки. Различие в скоростях, полученных двумя методами, связано, как с точностью самих методов, так и с долготной зависимостью величины V_y (см. п. 3.2.2). В период бури 11.09.2005 $V_r \approx 320$ м/с. Длина волны и скорость распространения КМ ПИВ во время бури 11.09.2005 примерно в два раза ниже, чем во время бури 29.10.2003. Возможно это обусловлено тем, что интенсивность бури 11.09.2005 ($Dst = -147$ нТл) существенно меньше интенсивности бури 29.10.2003 ($Dst = -308$ нТл).

3.2.2. Движение авроральных КМ ПИВ

Скорость и направление перемещения КМ ПИВ в различных долготных секторах. На рисунке 3.12 для каждого долготного сектора указаны значения горизонтальной скорости и азимута распространения КМ ПИВ из Таблицы 3.3, рассчитанные по методу SADM-GPS. Толстые черные стрелки по периметру рисунка 3.12 показывают соответствующие направления V_h КМ ПИВ, отражающие примерные траектории распространения возмущения в различных регионах. Заливкой на рисунке 3.12 показано распределение ПЭС (карта GIM).

Очевидно, что скорость и направление распространения возмущения имеют ярко выраженную долготную зависимость. Сравнение с картами GIM (изолинии ПЭС на рисунке 3.12) показывает, что наименьшая скорость ПИВ (~700 м/с) зарегистрирована в ночном полушарии, где значения ПЭС минимальны, а наибольшая (~1600 м/с) – на дневной стороне, где значения ПЭС максимальны (Рисунок 3.12).

Серыми стрелками на рисунке 3.12 изображены зональная и меридиональная компоненты горизонтальной скорости КМ ПИВ. В целом возмущение распространяется в экваториальном направлении. В то же время явно прослеживается эффект "закручивания" направления распространения в сторону, противоположную вращению Земли. "Закручивание" обусловлено значительной величиной зональной компоненты скорости КМ ПИВ, направленной на запад (Рисунок 3.12). В утреннем и вечернем секторах зональная компонента скорости превышает меридиональную. В ночном и дневном секторах направление распространения близко к меридиональному.

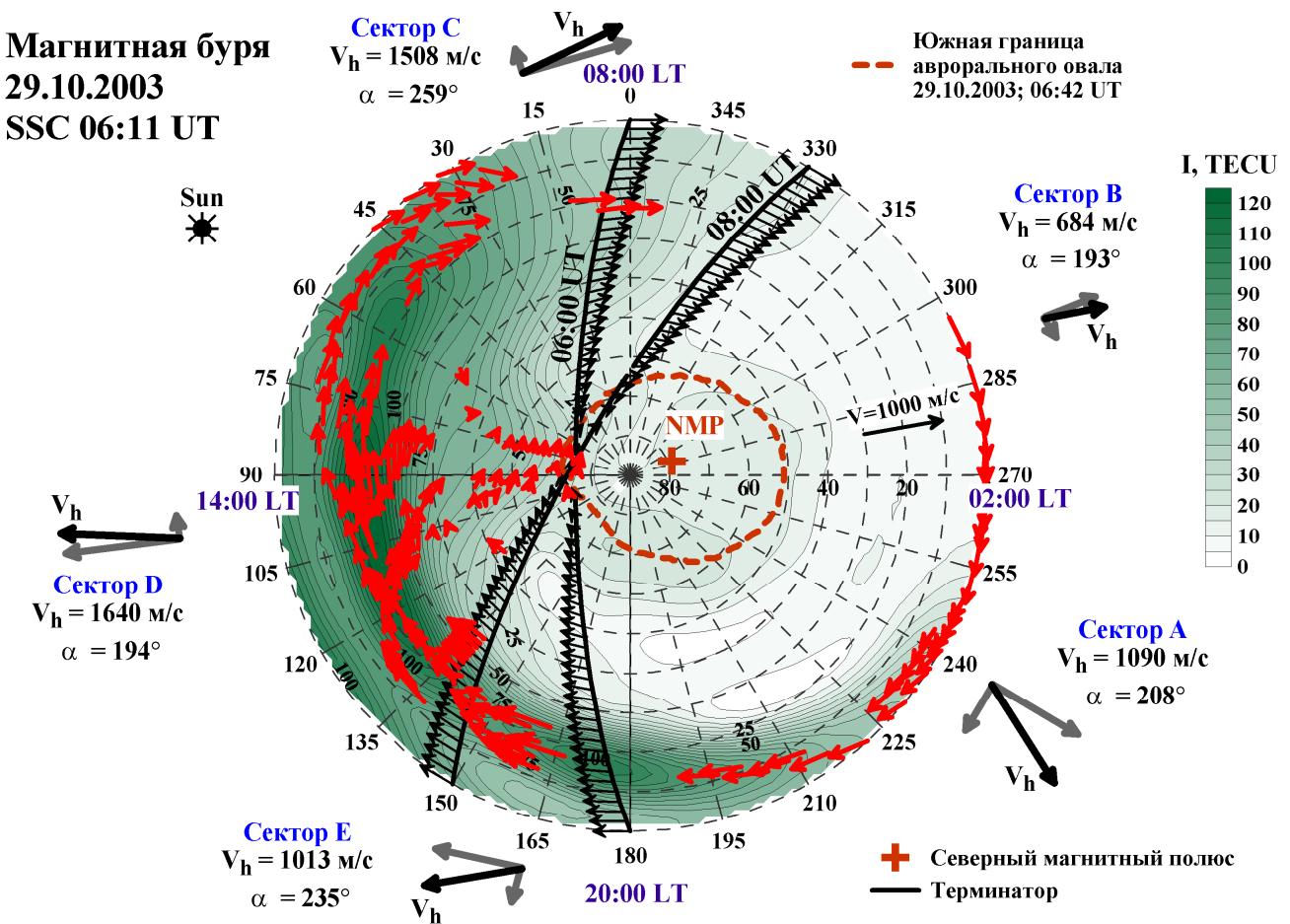


Рисунок 3.12 – Сопоставление движения КМ ПИВ (черные и серые стрелки по периметру рисунка) с движением изолиний ПЭС (красные стрелки) 29.10.2003. Черная линия со стрелками показывает положение и перемещение терминатора. Символ * отмечает местный полдень.

Движение изолиний ПЭС. Можно предположить, что на характер движения КМ ПИВ оказывает влияние перемещение фоновой ионизации. С целью проверки этой гипотезы по картам GIM были рассчитаны скорость и направление перемещения изолиний ПЭС. Для этого на каждой изолинии выбирались пять реперных точек (рисунок 3.13д), прослеживалась траектория их движения и рассчитывалась скорость смещения. В качестве реперных точек служили: самая восточная (с максимальной долготой λ_{\max}), самая западная (с минимальной долготой λ_{\min}), самая северная (с максимальной широтой ϕ_{\max}), самая южная (с минимальной широтой ϕ_{\min}) точки изолинии, а также центр тяжести контура С. Координаты центра тяжести (долгота λ_C , широта ϕ_C) рассчитывались, как координаты центра тяжести плоской фигуры, ограниченной выбранной изолинией [63]:

$$\lambda_C = \frac{1}{S} \int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} \lambda \cdot [f_1(\lambda) - f_2(\lambda)] d\lambda \quad \phi_C = \frac{1}{2S} \int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} [f_1^2(\lambda) - f_2^2(\lambda)] d\lambda , \quad (3.2)$$

где $f_1(\lambda)$ и $f_2(\lambda)$ "верхняя" и "нижняя" части изолинии, ограниченные крайними восточной и западной точками; S – площадь фигуры внутри изолинии. Для расчетов выбирались изолинии, которые пересекались с любым меридианом не более чем в двух точках (т.е. не имели изгибов в виде "языков" и т.п.).

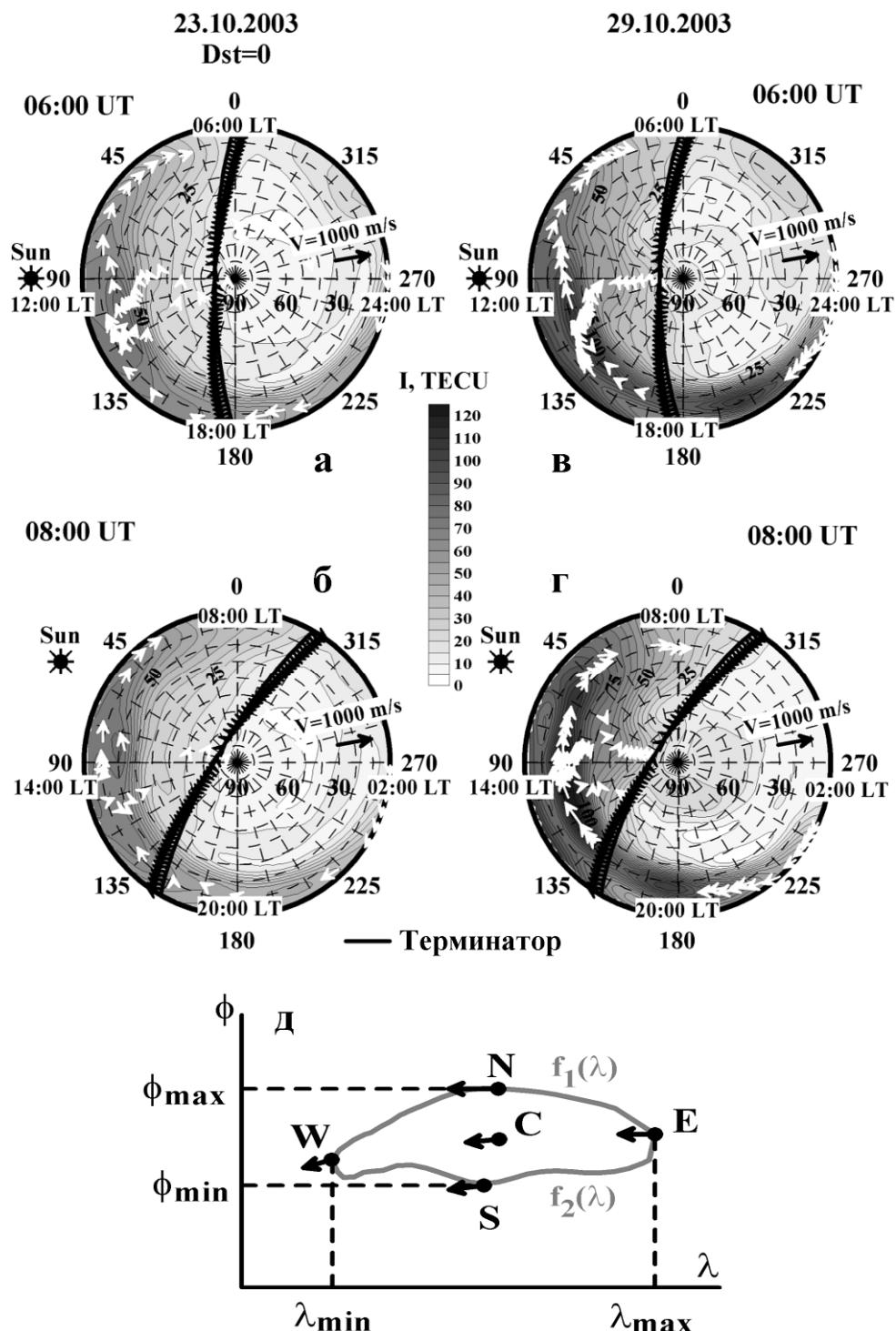


Рисунок 3.13 – Движение изолиний ПЭС (белые стрелки) в спокойных (а, б) и возмущенных (в, г) условиях. Определение скорости и направления перемещения изолиний ПЭС (д).

В численных расчетах изолиния задавалась набором точек с координатами (λ_i, ϕ_i) . В связи с этим уравнения (3.2) были преобразованы к виду:

$$\begin{aligned}\lambda_C &= \frac{1}{2S} \left[\sum_{i=1}^{N-1} F1_i - \sum_{i=1}^{M-1} F1_i \right] & \phi_C &= \frac{1}{2S} \left[\sum_{i=1}^{N-1} F2_i - \sum_{i=1}^{M-1} F2_i \right], \\ F1_i &= \frac{k_i}{3} (\lambda_{i+1}^3 - \lambda_i^3) + \frac{b_i}{2} (\lambda_{i+1}^2 - \lambda_i^2) & k_i &= (\phi_{i+1} - \phi_i) / (\lambda_{i+1} - \lambda_i), \\ F2_i &= \frac{k_i^2}{3} (\lambda_{i+1}^3 - \lambda_i^3) + k_i b_i (\lambda_{i+1}^2 - \lambda_i^2) + b_i^2 (\lambda_{i+1} - \lambda_i), & b_i &= \phi_i - k_i \lambda_i\end{aligned}\quad (3.1)$$

где N и M – число точек в "верхней" и "нижней" частях изолинии, соответственно.

Скорость движения реперных точек принималась за скорость перемещения изолиний ПЭС. Для магнитоспокойного дня 23 октября 2003 г. скорости были рассчитаны для изолиний ПЭС 5, 10, . . . 70 TECU. В возмущенный день 29 октября 2003 г. скорости были рассчитаны для изолиний ПЭС 25, 30, . . . 105 TECU в 06:00 UT и изолиний 20, 25, . . . 125 TECU в 08:00 UT. Карты распределения скоростей перемещения изолиний ПЭС (белые стрелки) в спокойных (а, б) и возмущенных (в, г) условиях приведены на рисунке 3.13. Черной линией со стрелками на рисунке показано положение и скорости движения терминатора на поверхности Земли. Масштаб для скоростей задан черной стрелкой $V=1000$ м/с. Средние значения азимута и скорости перемещения изолиний ПЭС, а также средние минимальные V_{min} и максимальные V_{max} значения скорости в спокойный день 23.10.2003 и во время бури 29.10.2003 приведены в Таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Скорость и направление перемещения изолиний ПЭС

Дата	$\alpha, ^\circ$	СКО $\alpha, ^\circ$	$V, \text{м/с}$	$V_{min}, \text{м/с}$	$V_{max}, \text{м/с}$
23.10.2003	263	48	301	45	686
29.10.2003	270	36	383	27	724

Перемещение изолиний ПЭС происходит вдоль параллели: азимут во всех случаях близок к 270° . Скорость движения изолиний зависит от широты. На низких ($10\text{--}30^\circ$) широтах она варьируется от 350 до 600 м/с, а на широтах $60\text{--}75^\circ$ уменьшается до 50–100 м/с. Аналогичный характер изменения скорости присущ для терминатора: на экваторе скорость терминатора составляет 463 м/с, на широте 77.5° – 100 м/с. Не обнаружено заметных отличий в характере движения изолиний ПЭС в спокойный день 23.10.2003 и во время бури 29.10.2003. Во время бури наблюдается лишь незначительное (около 30%) увеличение модуля скорости в низких широтах. Таким образом, согласно нашим расчетам, перемещение изолиний ПЭС определяется суточным вращением Земли.

Анализ результатов. Отклонение азимута перемещения КМ ПИВ, образовавшихся в результате геомагнитных бурь, от экваториального направления отмечалось неоднократно. "Закручивание" волнового фронта КМ ПИВ к западу было зарегистрировано нами при исследовании эффектов магнитной бури 25 сентября 1998 г. по данным цепочки североамериканских станций (п. 3.1.1). При этом вдоль фронта наблюдалось изменение направления волнового вектора **K** : азимут **K** составлял 245° на долготе 16:00 LT и 177° на долготе 19:00 LT. Направление распространения возмущения было тем ближе к экваториальному, чем ближе к ночному местному времени располагались точки регистрации. Эти результаты полностью соответствуют данным, полученным для бури 29 октября 2003 г. Кроме того, 25.09.1998 было зарегистрировано крупномасштабное возмущение ПЭС в южном полушарии, которое перемещалось в целом в сторону экватора, но с существенным (около 30°) отклонением к западу (п. 3.1.1).

Во всех работах, где приводятся численные значения азимута КМ ПИВ (Таблица 3.1) отмечается отклонение азимута, в среднем, на $10-20^{\circ}$ к западу [110-112, 142]. Большинство авторов связывает это с влиянием силы Кориолиса на распространение АГВ в атмосфере. Другой механизм был предложен в [143]. Согласно данной работе, "закручивание" фронта КМ ПИВ есть эффект интенсивных плазменных потоков, выброшенных из вращающихся полярных каспов. Однако, данные механизмы не могут объяснить установленную нами долготные изменения модуля скорости.

Авторами [144, 145] с помощью комплекса GLOBDET проведен сравнительный анализ скоростей и направлений перемещения КМ ПИВ в дневных иочных условиях. Скорости и направления перемещения КМ ПИВ были рассчитаны для пяти больших магнитных бурь: 27.08.1998, 25.09.1998, 15.08.2000, 06.04.2000, 26.09.2001. Расчеты выполнены для дневных иочных условий средних широт методом D1-GPS (п. 2.2.3). Проведенный анализ направлений перемещения КМ ПИВ показал, что ночью преобладает юго-восточное направление перемещения ($169 \pm 20^{\circ}$), а днем – юго-западное ($198 \pm 15^{\circ}$). Скорости перемещения КМ ПИВ на очной стороне Земли (970 ± 300 м/с) оказались несколько выше, чем на дневной (660 ± 200 м/с). Приведенные результаты направления перемещения КМ ПИВ соответствуют тем, что получены нами для бури 29.10.2003, в тоже время, долготное распределение скоростей заметным образом отличается. Одна из возможных причин распределения скоростей перемещения КМ ПИВ, полученного в [144, 145], может быть обусловлена особенностями глобального распределения термосферного ветра. В работах [144, 145] с помощью модели HWM90 проведены расчеты скорости и направления термосферного ветра для условий рассматриваемых бурь. Расчеты показали, что днем термосферный ветер направлен на север-запад, а ночью – на юго-запад. Это свидетельствует о том, что термосферный ветер может ночью увеличивать скорость перемещения КМ ПИВ, а днем - уменьшать.

Сопоставление рассчитанного нами движения изолиний ПЭС с движением КМ ПИВ (Рисунок 3.12) показывает, что долготное перемещение максимума ионизации в течение суток, также может оказывать влияние на зональный перенос волнового возмущения ПЭС. Эффект особенно силен вблизи терминатора, где процессы изменения электронной концентрации наиболее выражены.

Противоречия, возникающие в результатах наблюдений свидетельствуют о том, что вопрос о причинах долготных вариаций в распределении скорости и направления перемещения КМ ПИВ аврорального происхождения еще далек от своего разрешения и требует дальнейших исследований. Результаты анализа, проведенного в этом направлении, представлены в п. 3.2.3.

3.2.3. Моделирование движения авроральных КМ ПИВ

На интерпретацию результатов наблюдений отклонения распространения авроральных КМ ПИВ от экваториального направления может оказывать влияние используемая методика расчетов. Можно ожидать, что в отсутствие отклоняющих факторов КМ ПИВ, возникшее на границе аврорального овала после SSC, будет распространяться радиально от источника, т.е. вдоль геомагнитного меридиана. В этом случае, расчеты скорости, проводимые в географической системе координат, могут вносить определенные искажения в наблюдалемую картину. Для выяснения данного вопроса в диссертации выполнен сравнительный анализ параметров движения (скорость, направление перемещения) авроральных КМ ПИВ в геомагнитной и географической системах координат. Анализ проведен на основе моделирования движения точки в указанных системах координат. Задача моделирования состояла в том, чтобы выяснить, как будет выглядеть в географической системе координат движение точки, имеющей определенные составляющие скорости по широте и долготе в геомагнитной системе координат.

Под геомагнитной системой координат понимается система отсчета, центр которой (т. О) расположен в центре масс земного шара; ось z_m совпадает с направлением намагничивания земного диполя и проходит через северный магнитный полюс (NMP); плоскость геомагнитного экватора (x_mOy_m) перпендикулярна оси z_m . Геомагнитным меридианом называется полукруг, соединяющий северный и южный магнитные полюсы. Нулевым геомагнитным меридианом считается меридиан, проходящий через северный магнитный и северный географический полюсы Земли. По аналогии с географической широтой и долготой точки, геомагнитная широта отсчитывается от геомагнитного экватора, геомагнитная долгота – от нулевого геомагнитного меридиана. Географические координаты северного магнитного полюса: долгота $\ell_0 = -69^\circ E$, широта $\phi_0 = 78.5^\circ N$, полярное расстояние $\psi_0 = 90^\circ - \phi_0 = 11.5^\circ$.

Преобразование географической широты и долготы (ϕ, ℓ) в геомагнитную широту и долготу (ϕ_m, ℓ_m) имеет вид:

$$\begin{aligned}\cos \psi_m &= \cos \psi_0 \cdot \cos \psi + \sin \psi_0 \cdot \sin \psi \cdot \cos(\ell - \ell_0) \\ \sin \ell_m &= \sin \psi \cdot \sin(\ell - \ell_0) / \sin \psi_m\end{aligned}\quad (3.4)$$

где $\psi = 90^\circ - \phi$ – полярное расстояние в географической системе координат, $\psi_m = 90^\circ - \phi_m$ – полярное расстояние в геомагнитной системе координат.

Обратное преобразование геомагнитной широты и долготы в географическую широту и долготу:

$$\begin{aligned}\cos \psi &= \cos \psi_0 \cdot \cos \psi_m - \sin \psi_0 \cdot \sin \psi_m \cdot \cos \ell_m \\ \sin(\ell - \ell_0) &= \sin \psi_m \cdot \sin \ell_m / \sin \psi\end{aligned}\quad (3.5)$$

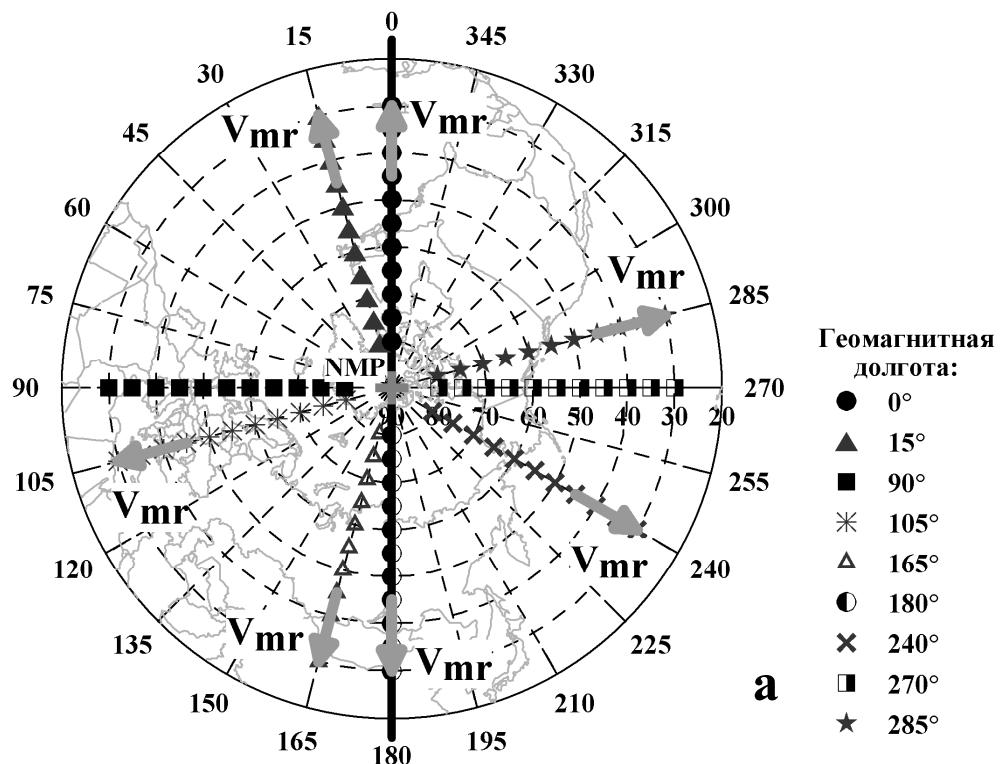
При моделировании предполагалось, что точка двигалась вдоль геомагнитного меридиана со скоростью $V_{mr} = 617$ м/с. Выбранное значение V_r соответствует радиальной скорости перемещения КМ ПИВ, полученной в п. 3.2.1. Проведено моделирование движения девяти точек вдоль геомагнитных меридианов со значениями долготы $0^\circ, 15^\circ, 90^\circ, 105^\circ, 165^\circ, 180^\circ, 240^\circ, 270^\circ, 285^\circ$. Последовательные положения точек, двигавшихся вдоль этих меридианов, показаны на рисунке 3.14а. Расстояние между последовательными положениями составляет 5° . При скорости $V_{mr} = 617$ м/с точка проходит это расстояние примерно за 15 мин. Серые стрелки указывают направление скорости V_{mr} на некоторых меридианах.

Геомагнитные координаты последовательных положений точки были пересчитаны в географические по формуле 3.5 в результате чего было получено видимое движение точки в географической системе координат. Полученное расположение точек в географической системе координат приведено на рисунке 3.14б.

Как показал расчет, в географической системе координат скорость точки имеет две компоненты: вдоль географического меридиана (меридиональная составляющая, V_r) и вдоль географической параллели (зональная составляющая, V_ϕ). Меридиональная составляющая отражает изменение широты движущейся точки, а зональная составляющая – изменение ее долготы. Направление V_r и V_ϕ показано серыми стрелками на рисунке 3.14б.

Северный географический полюс находится на нулевом геомагнитном меридиане, вследствие этого, на меридианах с геомагнитной долготой 0° и 180° зональная компонента скорости V_ϕ в географических координатах равна нулю и точка движется вдоль географического меридиана. На меридианах с геомагнитной долготой 90° и 270° V_ϕ принимает максимальное значение. На геомагнитных долготах от 0° до 180° зональная компонента

Геомагнитные координаты



Географические координаты

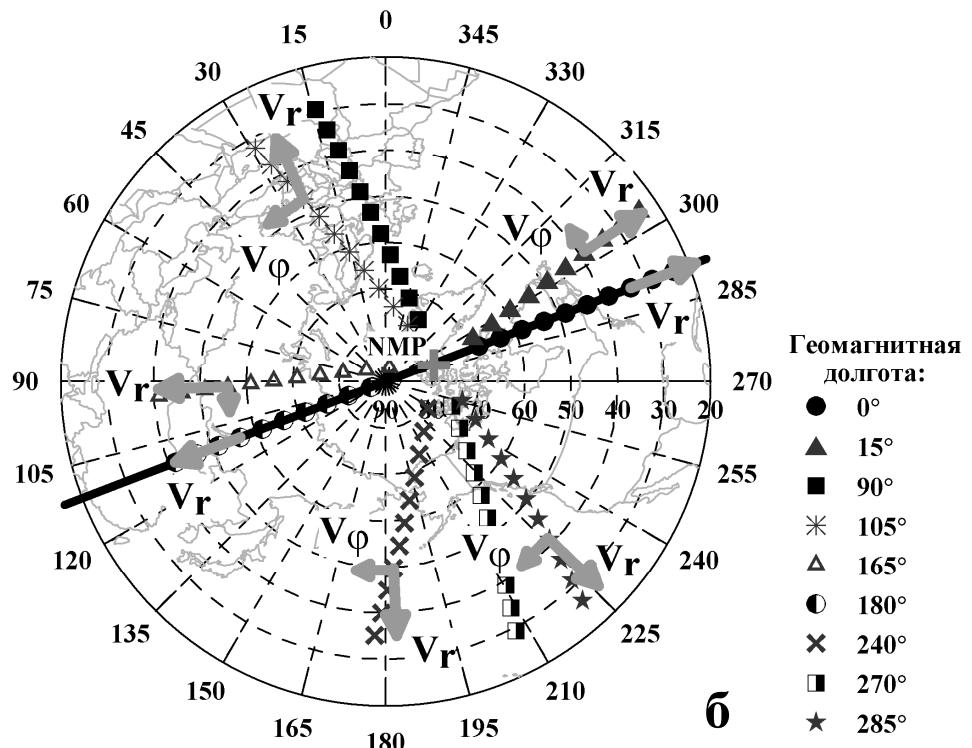


Рисунок 3.14 – Модель движения точек вдоль девяти геомагнитных меридианов ($0^\circ, 15^\circ, 90^\circ, 105^\circ, 165^\circ, 180^\circ, 240^\circ, 270^\circ, 285^\circ$) в геомагнитной системе координат (а). Видимое перемещение тех же точек в географической системе координат (б). Толстой черной линией отмечен нулевой геомагнитный меридиан.

скорости направлена на восток. На геомагнитных долготах от 180° до 360° зональная компонента скорости направлена на запад.

Зависимости величин меридиональной V_r и зональной V_ϕ компонент скорости от географической широты приведены на рисунке 3.15. Различными символами показано поведение V_r и V_ϕ на геомагнитных меридианах с долготами: 0° и 180° (точки), 90° и 270° (квадраты), 15° и 240° (треугольники). Положительная зональная скорость направлена на восток. Черной линией на рисунке 3.14а,б отмечено значение меридиональной скорости $V_{mr} = 617$ м/с, заданной в геомагнитной системе координат. Величина зональной компоненты скорости V_ϕ уменьшается от полярных широт к экватору. Данный эффект наиболее выражен на геомагнитных долготах близких к 90° и 270° . Значение меридиональной компоненты скорости $V_r = V_{mr} = 617$ м/с и не меняется с широтой на геомагнитных долготах 0° и 180° . На других долготах величина V_r имеет тенденцию возрастать (от ~ 250 до ~ 617 м/с) с уменьшением географической широты.

На рисунке 3.16 представлены аналогичные рисунку 3.15 зависимости от географической широты величины модуля скорости V и азимута перемещения α . Как и следовало ожидать, на геомагнитных меридианах с долготой 0° и 180° азимут перемещения $\alpha=180^\circ$, а модуль скорости совпадает с заданной величиной V_{mr} в геомагнитной системе координат: $V=V_{mr}=617$ м/с.

На геомагнитных долготах от 0° до 180° (восточное геомагнитное полушарие) азимут $\alpha < 180^\circ$, т.е. в географической системе координат наблюдается перемещение точки в юго-восточном направлении. Величина отклонения к востоку уменьшается с уменьшением географической широты и зависит от геомагнитной долготы.

Наибольшие отклонения регистрируются на геомагнитной долготе 90° : азимут меняется от 139° на географической широте 74.8°N до 167° на географической широте 34.2°N . Для геомагнитной долготы 15° значение α лежит в пределах 173 - 177° для диапазона широт 68.7 - 23.9° . Величина модуля скорости V уменьшается от экватора к полярным широтам, при этом изменения максимальны на геомагнитной долготе 90° . Однако, на географических широтах ниже $\sim 45^\circ\text{N}$ величина V близка к $V_{mr} = 617$ м/с для всех геомагнитных долгот.

На геомагнитных долготах от 180° до 360° (западное геомагнитное полушарие) азимут $\alpha > 180^\circ$, т.е. в географической системе координат наблюдается перемещение точки в юго-западном направлении. Характер поведения модуля скорости и азимута аналогичен изменениям V и α в восточном полушарии. Наибольшие отклонения к западу регистрируются на геомагнитной долготе 270° : от 221° на 74.5°N до 193° на 34.2°N . В тоже время, V становится близок к 617 м/с, начиная с более высоких ($\sim 55^\circ\text{N}$) географических широт.

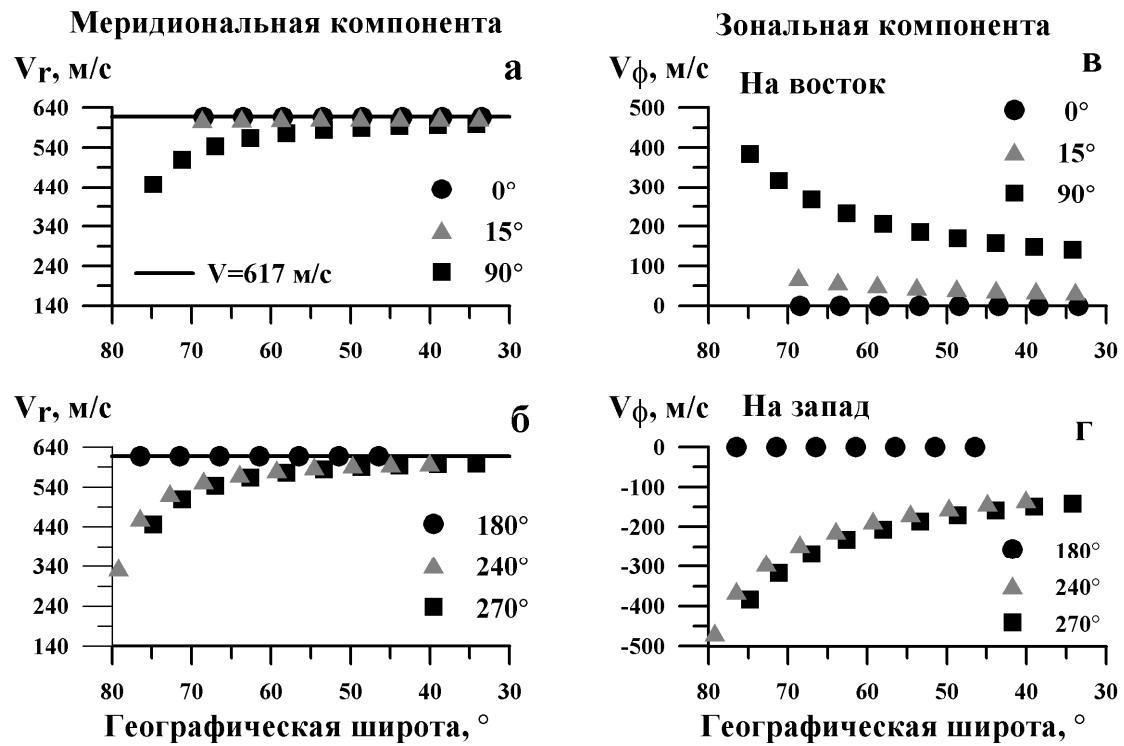


Рисунок 3.15 – Значения меридиональной (а-б) и зональной (в-г) компонент скорости точки в географической системе координат на геомагнитных меридианах с долготами 0° и 180° (точки), 90° и 270° (квадраты), 15° и 240° (треугольники). Положительная зональная скорость направлена на восток.

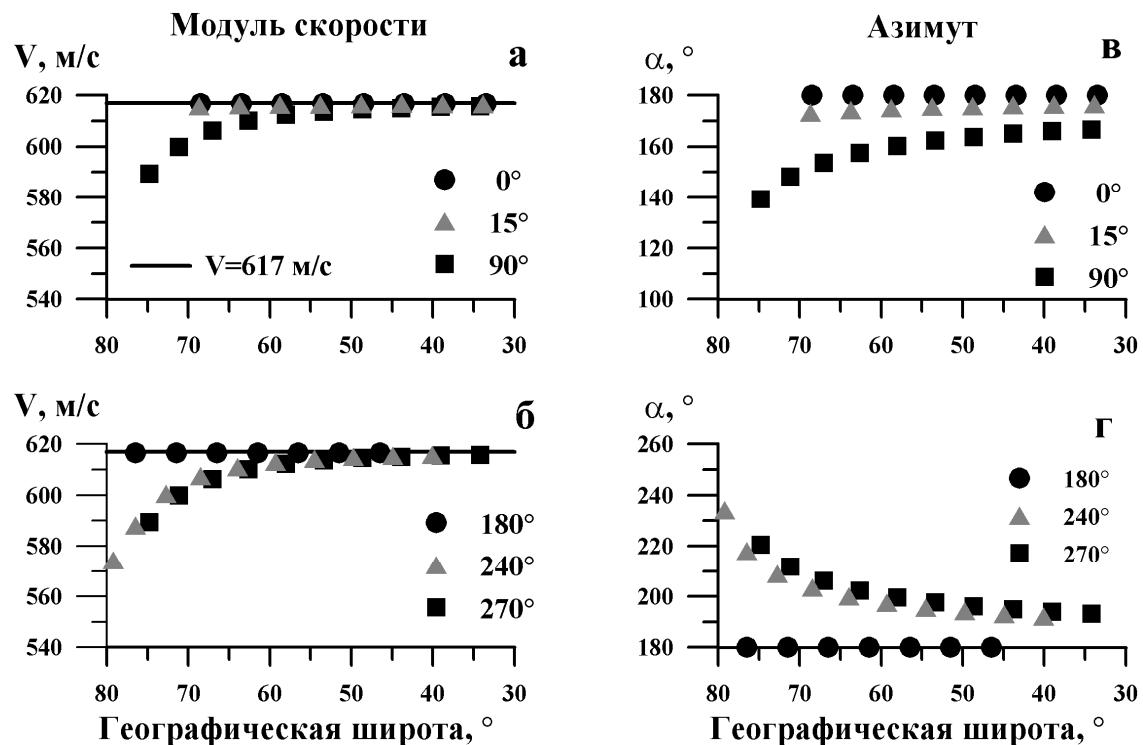


Рисунок 3.16 – Значения модуля скорости (а-б) и азимута (в-г) перемещения точки в географической системе координат на геомагнитных меридианах с долготами 0° и 180° (точки), 90° и 270° (квадраты), 15° и 240° (треугольники).

Если КМ ПИВ, возникающие в авроральной зоне после внезапного начала магнитных бурь, перемещаются вдоль геомагнитных меридианов, можно ожидать, что скорость распространения этих возмущений, рассчитанная в географической системе координат, будет обладать описанными выше особенностями.

Сравнение результатов моделирования с данными о движении КМ ПИВ во время бурь 25.09.1998, 17.04.2002, 29.10.2003, полученными в пп. 3.1.1-3.1.3, показало, что условие радиального распространения КМ ПИВ хорошо выполняется в Американском и Дальневосточном секторах (западное геомагнитное полушарие): зональная компонента скорости V_ϕ направлена на запад, вблизи нулевого магнитного меридиана значение V_ϕ мало, с удалением от него она растет. В Европейском и Азиатском секторах (восточное геомагнитное полушарие) минимальные величины V_ϕ также наблюдаются вблизи нулевого магнитного меридиана, а максимальные – на геомагнитной долготе $\sim 90^\circ$. В тоже время, V_ϕ имеет западное направление, что противоречит модельным данным. Надо отметить, однако, что для данного региона имеется всего три измерения, два из которых получены в Азиатском секторе (вблизи геомагнитной долготы 180°), где малое количество станций и большое расстояние между ними обусловили низкую точность расчетов азимута перемещения КМ ПИВ: при значениях азимута $194\text{--}197^\circ$ СКО составляет $80\text{--}90^\circ$. Создаваемая в Сибири сеть наземных приемников GPS/ГЛОНАСС будет способствовать получению более точных результатов. Нельзя забывать также, что результаты моделирования получены в предположении отсутствия отклоняющих факторов. Наличие термосферного ветра, упоминавшееся в [144, 145], может внести изменения в модельную картину распространения КМ ПИВ.

Статистика для 5 бурь, полученная в работах [144, 145] полностью согласуется с результатами моделирования. Анализ таблиц, приведенных в [144, 145] показал, что юго-западные направления перемещения КМ ПИВ (характерные, по мнению, авторов [144, 145] для дневных условий) зарегистрированы на станциях, расположенных в Американском секторе. Юго-восточные направления (характерные, по мнению, авторов [144, 145] для ночных условий) наблюдались на станциях, расположенных в Европейском и Азиатском секторе.

Таким образом проведенное моделирование движения точек в геомагнитной и географической системах координат показало, что используемая методика расчетов скорости и направления перемещения авроральных КМ ПИВ в географической системе координат может оказывать влияние на интерпретацию результатов наблюдений отклонения распространения КМ ПИВ от экваториального.

3.3. Выводы к главе 3

В главе приведены результаты исследований параметров КМ ПИВ, полученные с помощью аппаратно-программного комплекса GLOBDET во время сильных геомагнитных бурь 1998-2004 гг. Представлены также результаты комплексного (с использованием приемников GPS, ионозондов, радара некогерентного рассеяния) эксперимента по регистрации ионосферных эффектов геомагнитных бурь.

На основе данных глобальной сети приемников GPS с высоким пространственно-временным разрешением определены характеристики КМ ПИВ, генерируемых в авроральных зонах во время геомагнитных возмущений. Показано, что такие возмущения имеют длительность порядка 40-60 мин, перемещаются со скоростью 250-1600 м/с (скорость различна для разных бурь), в целом, в экваториальном направлении на расстояния до 4500 км. Протяженность фронта авроральных КМ ПИВ превышает 3000 км. Относительная амплитуда возмущения ПЭС варьируется для разных бурь от 5 до 14%, что, как показано путем сопоставления с результатами измерений на ионозондах и радаре HP, соответствует относительной амплитуде возмущений электронной концентрации в максимуме F-слоя на 5-50%.

Впервые экспериментально установлено, что после SSC в авроральной зоне можно выделить два типа возмущений ПЭС. Возмущения первого типа представляют собой квазихаотические флюктуации ПЭС внутри области, ограниченной южной границей аврорального овала. Возмущения второго типа (КМ ПИВ) имеют характер уединенных крупномасштабных волн с периодами 40-60 мин, которые генерируются на южной границе аврорального овала (на всем ее протяжении) и распространяются в направлении экватора до широт 40-30°. Длина волны и скорость распространения КМ ПИВ варьируются от бури к буре. Кроме того, скорость и направление распространения возмущения имеют ярко выраженную долготную зависимость. Зарегистрирован эффект "закручивания" направления распространения аврорального КМ ПИВ в сторону, противоположную вращению Земли. "Закручивание" обусловлено значительной величиной зональной компоненты скорости КМ ПИВ, направленной на запад. В ночном и дневном секторах направление распространения близко к меридиональному, а в утреннем и вечернем – к зональному. Сопоставление с картами GIM показало, что зональный перенос волнового возмущения, возможно, обусловлен долготным перемещением максимума ионизации, связанным с суточным вращением Земли.

Впервые на основе моделирования показано, что на интерпретацию результатов наблюдений отклонения распространения КМ ПИВ от экваториального может также оказывать влияние используемая методика расчетов: если волновое возмущение, возникшее на границе аврорального овала, распространяется радиально от источника (т.е. вдоль геомагнитного

меридиана), то скорость его распространения, рассчитанная в географической системе координат, будет иметь как меридиональную, так и зональную составляющие.

Результаты полученные в настоящее главе опубликованы в [13, 37, 54, 56, 91, 92, 113-115, 146].

Глава 4. Ионосферные эффекты тропических циклонов (ТЦ)

Исследование взаимодействия ионосферы с нижележащими атмосферными слоями является одним из важнейших направлений геофизики. Механизмом такого взаимодействия может служить распространение снизу вверх внутренних атмосферных волн (ВАВ) различных масштабов [4, 147-149]: планетарных (периоды несколько дней), приливных (периоды несколько часов), гравитационных (периоды 1–150 мин). Поиск метеорологических эффектов в ионосфере, чаще всего, заключается в установлении корреляционных связей между вариациями параметров ионосферы и тропосферы. Подавляющее большинство исследований в данной области относится к изучению крупномасштабных (с периодами от нескольких часов до 30 дней) возмущений в ионосфере, связанных с планетарными и приливными волнами [4, 147, 148].

В то же время неоднократно высказывалось предположение, что мощные метеорологические возмущения (циклоны, грозы, торнадо и т.д.) должны служить источником различных типов гравитационных волн, которые при благоприятных условиях могут проникать до высот ионосферы и проявляться там в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) [4, 147-149]. Кроме того, согласно теоретическим моделям, к генерации неоднородностей ионосферной плазмы могут приводить электрические поля, возникающие над районами сильных синоптических возмущений [150, 151]. Влияние тропосферных структур на лежащие выше слои возможно также через перераспределение малых составляющих (например, озона), связанное с выбросами заряженных и нейтральных частиц из зоны циклона [147, 152, 153]. Однако, регистрация возмущений, обусловленных циклонической активностью, в Е и F областях ионосферы затруднена в силу ряда причин. С одной стороны, следует ожидать, что верхняя ионосфера будет реагировать на мощные динамические процессы в нейтральной атмосфере. В 70-80-х годах прошлого века появились работы, где сообщалось о регистрации откликов области F на тропические циклоны [154-156]. С другой стороны, доминирующими факторами, определяющими поведение верхней ионосферы, являются солнечная и геомагнитная активность, реакция области F на тропосферные возмущения гораздо слабее. В связи с этим некоторые исследователи считали, что большинство описанных фактов регистрации отклика F-области на тропические циклоны (ТЦ) недостаточно статистически обоснованы [157, 158]. Учитывая это, в диссертации разработан новый подход к изучению влияния тропических циклонов на верхнюю ионосферу и проведена серия исследований воздействий ТЦ на ионосферу в различных регионах земного шара.

4.1. Определение подхода к исследованию влияния тропических циклонов на верхнюю ионосферу

Тропический циклон (ТЦ) представляет собой атмосферное возмущение в виде вихря диаметром 300-1000 км с пониженным давлением воздуха в центре и штормовым ветром [159]. Давление у поверхности Земли в центре ТЦ составляет в среднем 950-960 гПа, опускаясь в некоторых случаях ниже 900 гПа. По высоте ТЦ может простираться до 10-12 км. От внетропических циклонов ТЦ отличаются меньшими размерами, существенно большими барическими градиентами и большими скоростями ветра.

В центре ТЦ находится небольшая зона (5-50 км в диаметре) свободная об облаков и со слабыми ветрами ("глаз бури"). В узкой зоне вокруг "глаза бури" ветер достигает максимальных значений. В дальнейшем под скоростью ветра в циклоне понимается скорость ветра в зоне, окружающей "глаза бури". В северном полушарии ветер в ТЦ направлен против часовой стрелки, в южном – по часовой. В нижней части ТЦ за счет барического градиента воздух втекает внутрь циклона. У границы "глаза бури" он вытесняется вверх, перенося с собой тепло и влагу, что приводит к образованию мощных кучево-дождевых облаков, выпадению ливневых дождей с грозами. В верхней части ТЦ (на уровне ~150 гПа) воздух отклоняется от центра наружу, образуя слой оттока, а движение становится антициклическим.

Согласно международной классификации в своем развитии ТЦ проходят несколько стадий [159, 160]: тропическая депрессия (скорость ветра в циклоне $V \approx 15-18$ м/с), тропический шторм и сильный тропический шторм ($V \approx 18-33$ м/с), ураган ($V > 33$ м/с), внетропическое возмущение (область низкого приземного давления умеренных широт, $V < 15$ м/с). Средняя продолжительность ТЦ составляет около 9 дней, максимальная – до 4 недель.

Районы образования ТЦ лежат между $5-20^\circ$ широты в северной и южном полушариях. Ниже 5° широты ТЦ регистрируются очень редко, из-за малой величины закручивающего момента, обусловленного силой Кориолиса. ТЦ образуются только над перегретой морской поверхностью. Над сушей ТЦ быстро разрушается за счет увеличения притока сухого континентального воздуха внутрь циклона в нижних слоях. В среднем за год на земном шаре образуется около 80 ТЦ, из них ~30 – в Юго-Восточной Азии и около 20 – в южном полушарии. Чаще всего ТЦ возникают летом и осенью, когда поверхность океана особенно нагрета. Зимой и весной ТЦ наблюдаются крайне редко. В Северной и Южной Америке тропические циклоны называют "ураганами", а в Юго-Восточной Азии – "тайфунами".

Сформировавшись, ТЦ сначала перемещается с востока на запад (в направлении общего переноса в тропической зоне) со скоростью 10-20 км/ч (3-6 м/с), отклоняясь при этом к высоким

широтам. ТЦ, достигший тропика ($20\text{--}30^\circ$ широты), огибает с запада субтропический антициклон и, переходя в умеренные широты, меняет направление движения с северо-западного на северо-восточное. При этом скорость движения ТЦ возрастает до скоростей перемещения внетропических циклонов.

Данные о ТЦ, использованные в диссертации, получены по геоинформационной системе глобального тропического циклогенеза "Геоинформ-ТЦ" [160] и на сайте (URL: <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>).

4.1.1. Обзор современного состояния исследований

Как показал опыт многолетних исследований, более чувствительна к метеорологическим воздействиям нижняя ионосфера [147-149]. Метеорологические возмущения могут приводить к существенным (на один–два порядка) изменениям электронной концентрации Ne в областях D и E ионосферы. Анализ банка данных ракетного зондирования на полигоне Тумба за 1985 и 1988 гг. [152, 153] выявил факт понижения Ne в области D во время действия тропического циклона №8501-01В и показал, что электронная концентрация на высотах 60–80 км в дни с ТЦ ниже, чем в дни без них. Наибольшее уменьшение Ne наблюдается на уровнях около 70 км. На высотах более 80 км воздействие ТЦ несущественно. Эффекты ТЦ в нижней экваториальной ионосфере регистрируются на расстояниях до 8000 км от траектории циклона.

Детектирование ионосферных возмущений, связанных с воздействием ТЦ на верхнюю ионосферу (F-область), проводилось в большинстве случаев с помощью измерений доплеровского сдвига частоты (ДСЧ) или фарадеевского вращения плоскости поляризации зондирующего сигнала [154-156, 161]. Отклик F-области представлял собой волновые ПИВ с периодами 20–90 мин [154, 155], 13–14 мин [156], около 20 мин [161]. Траекторные расчеты, проведенные в [154], показали, что зоны генерации ПИВ, вероятнее всего, лежали в тропосфере в областях формирования циклонов. При этом горизонтальные удаления вероятных источников от места регистрации ПИВ составляли 1000–2000 км. Установлено также, что все зарегистрированные ПИВ распространялись в направлении, противоположном направлению нейтрального ветра в F-области ионосферы. Таким образом, получено подтверждение теоретических оценок [4, 151], согласно которым нейтральный ветер в ионосфере служит фильтром для волновых ПИВ. Статистика наблюдений ионосферного отклика неоднозначна. В работе [156] из 12 рассматривавшихся тайфунов периода 1982–1983 гг. реакция F-области была обнаружена лишь для двух событий (тайфун ANDY 22–30 июля 1982 г. и тайфун WAYNE 23–25 июля 1983 г.). Авторы [161] зарегистрировали ПИВ в F-области во время 22 из 32 тайфунов,

действовавших в 1987–1992 гг. При этом восемь тайфунов, совпавших по времени с магнитными бурями и солнечными вспышками, были исключены из рассмотрения.

В цикле работ [162-164] исследована возможная связь с проявлениями тропических циклонов короткопериодных (десятки минут – часы) временных вариаций максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) сигналов наклонного зондирования (НЗ) в северо-восточном регионе России в равноденственные периоды 2008-2009 гг. В периоды активной деятельности ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана в сентябре 2008-2009 гг. отмечено значительное усиление волновых возмущений с периодами 1-5 ч на наклонных трассах Магадан-Иркутск, Норильск-Иркутск, Хабаровск-Иркутск. Рост интенсивности наблюдался в спокойных геомагнитных условиях и мог быть связан с воздействием на атмосферу ТЦ. Интенсивность зарегистрированных ПИВ уменьшалась по мере удаления средних точек трасс НЗ от потенциальных источников. Оценка скорости распространения ПИВ дала значение 90-170 м/с.

В работах [165, 166] приводятся результаты анализа данных радара SuperDARN, расположенного на о. Хоккайдо (Япония), полученные в сентябре 2008 и 2009 гг. в режиме возвратно-наклонного зондирования ионосферы (ВНЗ), и обсуждается их связь с сильными ТЦ, действовавшими в северо-западной акватории Тихого океана в период наблюдений. Несмотря на спокойную геомагнитную обстановку в исследовавшийся период в данных радара обнаружено значительное количество признаков ПИВ различных масштабов. Оценки параметров выборочных крупномасштабных и среднемасштабных ПИВ показали, что помимо обычного для наблюдаемых в средних широтах ПИВ направления распространения с севера на юг, присутствовали также возмущения с преимущественным направлением распространения на север и северо-восток. Это позволило авторам сделать вывод о том, что источником некоторых из зарегистрированных ПИВ могут являться области действовавших на тот момент времени сильных тропических циклонов SINLAKU и CHOI-WAN.

Авторы [167] рассмотрели возможность регистрации деятельности тропических циклонов в возмущениях собственного свечения верхней атмосферы в дальней от ТЦ зоне. В работе проанализированы особенности спектров вариаций атмосферных эмиссий 557.7 нм, наблюдавшихся на юге Восточной Сибири в декабре 2003 г. и сентябре 2007 г., в спокойных гелио-геомагнитных условиях во время деятельности ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана. 20 и 21 декабря 2003 г., после начала действия ТЦ, было отмечено значительное (по сравнению с предыдущими днями) усиление интенсивности вариаций эмиссии 557.7 нм в диапазоне периодов 30-60 мин. В сентябре 2007 г. заметные усиления интенсивности вариаций эмиссии 557.7 нм, связанные с проявлениями тропических циклонов, выделены не были.

Первые опыты регистрации отклика ионосферы на ТЦ с помощью навигационной системы GPS описаны в [13, 64, 168-170]. В [13, 64, 168, 169] отмечено некоторое усиление возмущений в ионосфере во время действия ТЦ (подробнее полученные в этих работах результаты обсуждаются в п. 4.1.2). В [170] зафиксировано увеличение электронной концентрации в максимуме слоя F над центром урагана Katrina 28 августа 2005 г., вызванное, по мнению авторов [170], проникновением в ионосферу электрического поля, созданного ураганом.

В целом экспериментальные исследования подтверждают идею о том, что прохождение мощного циклонического фронта сопровождается возбуждением ВАВ, которые могут достигать ионосферы, а также распространяться на горизонтальные расстояния в сотни и тысячи километров. Однако теоретические модели распространения ВАВ не всегда согласуются с экспериментальными данными. Теоретические расчеты, выполненные в [171], показали, что над местом локального возмущения атмосферы должны наблюдаться акусто-гравитационные волны (АГВ) с периодами в несколько минут. На больших горизонтальных расстояниях от локального источника в атмосфере будут регистрироваться внутренние гравитационные волны (ВГВ) с периодами от десятков минут до 2–3 ч. Это связано с тем, что АГВ быстро затухают из-за вязкости и теплопроводности атмосферы. В то же время авторы [156, 161] сообщают о регистрации в F-области АГВ с периодами 10–20 мин на горизонтальных расстояниях до 2000 км от ТЦ.

Подводя итог обзору экспериментальных работ по регистрации ионосферных эффектов ТЦ, следует признать, что факты уверенной регистрации отклика ионосферы на ТЦ носят эпизодический характер. Единичные измерения, короткие временные ряды данных, приводимые в статьях, удаленность областей регистрации откликов от траекторий ТЦ не дают полной уверенности в том, что обнаруженные эффекты вызваны именно воздействием ТЦ, и многие авторы делают вывод о необходимости дальнейших систематических исследованиях в указанной области. Экспериментальная регистрация метеорологических эффектов в ионосфере наталкивается на проблемы, связанные с детектированием слабых ионосферных возмущений, со сложностью выделения их на общем фоне колебаний, а также с идентификацией источника таких возмущений.

4.1.2. Первый опыт регистрации ионосферных эффектов ТЦ с помощью GPS (ТЦ SAOMAI, 04-16 августа 2006 г., Тихий океан)

Навигационная система GPS, созданная на ее основе сеть приемников, охватывающая весь земной шар, а также аппаратно-программный комплекс GLOBDET, разработанный в ИСЗФ

СО РАН, предоставляют уникальные возможности для изучения эффектов тропических циклонов в ионосфере.

Впервые анализ интенсивности вариаций ПЭС по данным GPS, в зоне действия тропического циклона был выполнен для ТЦ SAOMAI, действовавшего в северо-западной части Тихого океана 04-16 августа 2006 г. [168, 169]. Анализировалось также поведение абсолютного вертикального ПЭС. Использовались карты GIM и данные 11 наземных станций GPS, расположенных в азиатско-тихоокеанском регионе ($0-80^{\circ}\text{N}$; $80-180^{\circ}\text{E}$). Положение GPS-станций отмечено на рисунке 4.1 черными точками. Толстой сплошной линией показана траектория движения ТЦ SAOMAI с 5 по 11 августа, когда циклон находился в стадии урагана. Треугольниками отмечено положение центра ТЦ в 00:00 UT.

Регистрацию ионосферных откликов циклона SAOMAI осложнила магнитная буря, наблюдавшаяся 07-11 августа 2006 г. (Рисунок 4.2а, линия Dst). На рисунке 4.2а толстой черной линией показан временной ход ПЭС, рассчитанного по картам GIM и усредненного по региону активности циклона. Отчетливо выражена характерная реакция на магнитную бурю: увеличение ПЭС в момент начала бури с последующим спадом значений ПЭС и их восстановлением в течение 2-3 дней.

При анализе данных GPS-приемников было учтено следующее. Тропический циклон действует достаточно длительное время (несколько суток). Если в течение данного времени он является источником ВАВ, это должно привести к росту интенсивности всего спектра колебаний или отдельных его диапазонов. Временные вариации ионосферных параметров, даже в спокойных условиях, представляют собой смесь волновых и апериодических возмущений различных временных масштабов. Учитывая все это, для выделении ионосферных эффектов ТЦ (особенно на больших расстояниях) необходимо вести поиск не отдельных волновых возмущений (как это обычно делали [154-156, 161]), а усиления интенсивности возмущений в вариациях ионосферных параметров.

Для анализа данных GPS-приемников выбирались непрерывные ряды вариаций ПЭС $I(t)$ длительностью 2.3 ч, полученные при высоких (более 30°) углах места лучей "приемник-спутник". С целью нормировки амплитуды возмущений ПЭС исходные ряды "наклонного" ПЭС приводились к эквивалентному "вертикальному" значению (п. 1.2.5). Исходные ряды подвергались фильтрации в трех диапазонах периодов: 02-10, 10-25, 32-128 мин, соответствующих мелкомасштабным, среднемасштабным и крупномасштабным возмущениям. Для оценки интенсивности $S(t)$ вариаций ПЭС рассчитывалось среднеквадратичное отклонение (СКО) каждого отфильтрованного в заданном диапазоне периодов ряда ПЭС и проводилось усреднение по всем рядам. С помощью данной методики была рассчитана интенсивность $S(t)$ вариаций ПЭС в трех указанных диапазонах периодов (Рисунок 4.2б-г).

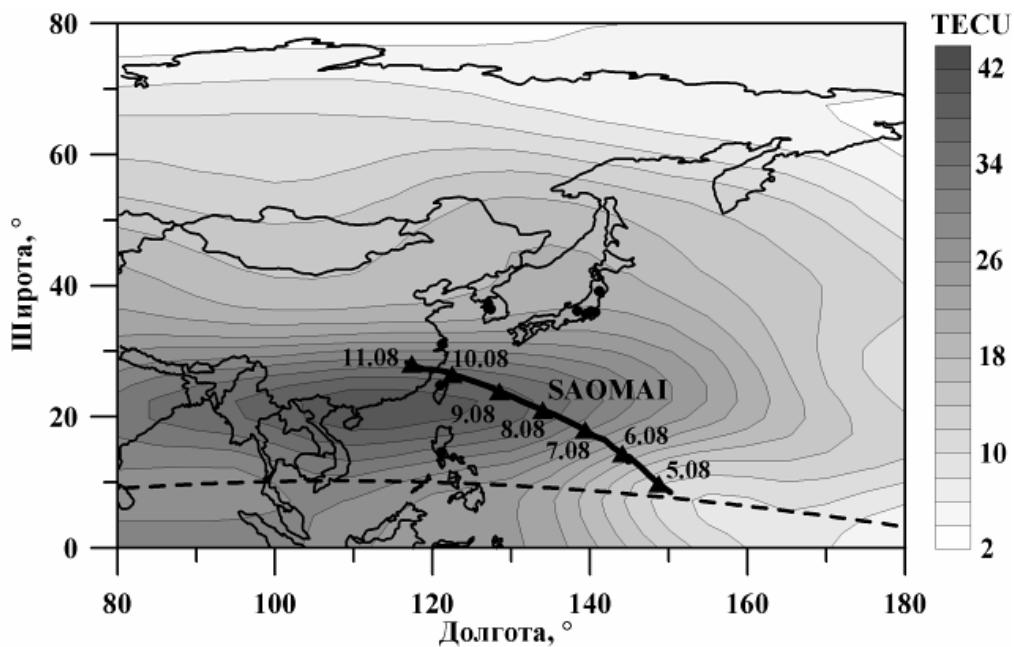


Рисунок 4.1 – Траектория движения тропического циклона SAOMAI в августе 2006 г. Пунктиром нанесен геомагнитный экватор. Точками обозначены GPS-станции. Заливкой показано распределение ПЭС, соответствующее карте GIM 07.08.2006 (09:00 UT).

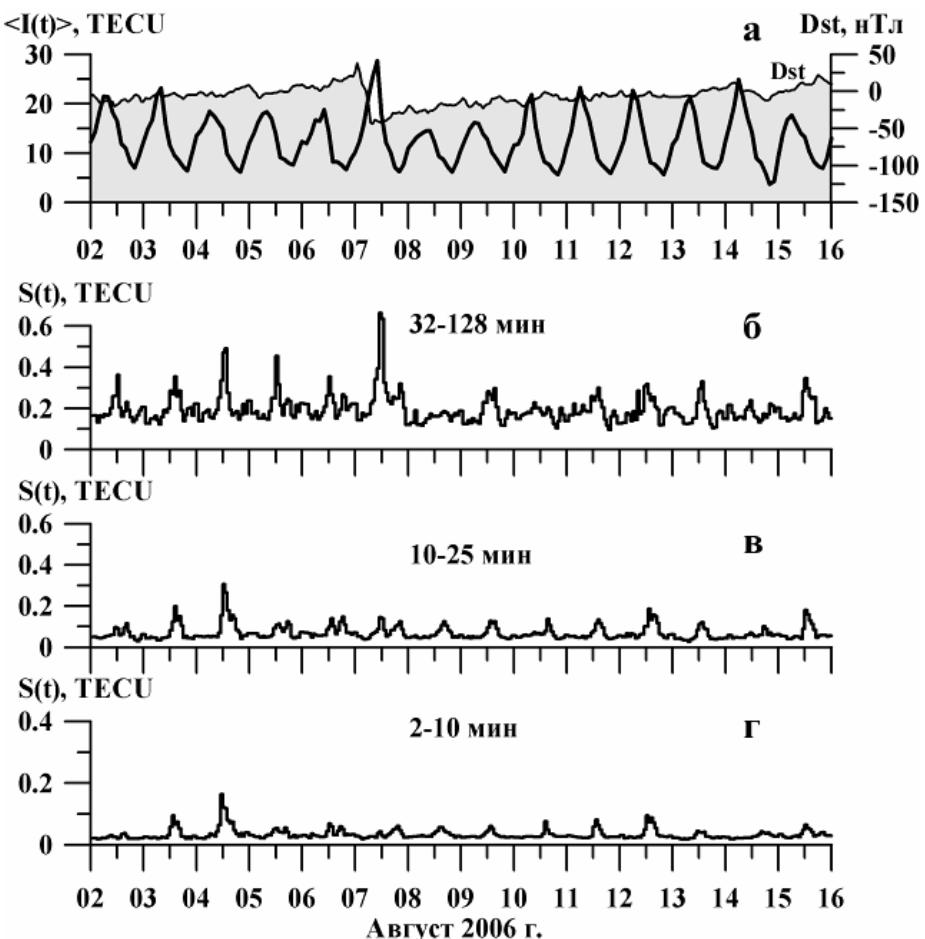


Рисунок 4.2 – Вариации ПЭС, усредненного по региону активности тайфуна SAOMAI (толстая черная линия) и вариации индекса Dst (а). Интенсивность вариаций ПЭС в трех диапазонах периодов: 32-128, 10-25, 02-10 мин (б-г).

В диапазоне 32-128 мин виден отчетливый отклик на магнитную бурю 07.08.2006 (Рисунок 4.2б). Можно выделить небольшие увеличения интенсивности крупномасштабных возмущений 09-13 августа (Рисунок 4.2б) и мелкомасштабных возмущений 10-12 августа (Рисунок 4.2г). Эти усиления могут быть обусловлены прохождением циклона. Тем более, что 10 августа SAOMAI в стадии урагана пересек береговую линию и в этот момент мог оказать мощное импульсное воздействие на атмосферу. В тоже время исследуемый регион находится в области экваториальной аномалии. На рисунке 4.1 цветом показано распределение ПЭС 07.08.2006 в 09:00 UT, построенное по картам GIM. Хорошо виден северный гребень аномалии, расположенный на широтах 20-22°N. В связи с этим, несмотря на то, что соответствующие экстремумы вариаций ПЭС были зарегистрированы вблизи от области действия тайфуна, трудно сделать вывод о взаимосвязи этих событий. Регистрируемые максимумы возмущений ПЭС могут быть обусловлены динамикой неоднородной структуры экваториальной аномалии или появлением на низких широтах КМ ПИВ аврорального происхождения.

Похожая ситуация наблюдалась для ТЦ ISABEL (06-21 сентября 2003 г., Атлантический океан) [13, 64]. Ураган ISABEL исследовался как возможный источник особого класса среднемасштабных ПИВ – перемещающихся волновых пакетов (ПВП), которые приставляют собой квазипериодические колебания ПЭС с периодом 10-20 мин и длительностью около 1 ч. ПВП наблюдаются крайне редко (не более чем на 0.1% рядов ПЭС). Незначительное увеличение количества ПВП было зафиксировано в период наибольшего развития урагана (11-15 сентября) и в момент соприкосновения урагана с побережьем США (18 сентября). Однако, наибольшее количество ПВП наблюдалось через сутки после полного разрушения урагана (22 сентября). Кроме того, 15-19 сентября зарегистрирована слабая магнитная буря. Все это не позволило говорить о выраженном увеличении количества ПВП во время действия ТЦ ISABEL.

Таким образом, геомагнитные бури и экваториальная аномалия ионизации являются серьезными помехами для регистрации ионосферных откликов тропических циклонов. Очевидно, что к крупномасштабным факторам, маскирующим отклик ионосферы на ТЦ следует отнести также солнечные вспышки и прохождение солнечного терминатора. Вызывая возмущения в ионосферной плазме, все перечисленные явления существенно затрудняют идентификацию отклика ионосферы на ТЦ.

4.1.3. Особенности изучения влияния ТЦ на верхнюю ионосферу

Первый опыт регистрации ионосферных эффектов ТЦ с помощью GPS, а также анализ результатов, опубликованных другими авторами в 1975-2007 гг., помогли выделить особенности, которые необходимо учитывать при изучении откликов ионосферы на ТЦ.

1. Регистрация слабых откликов ионосферы на тропические циклоны требует тщательного учета геофизической обстановки. Основными факторами, маскирующими эффекты тропосферных возмущений в верхней ионосфере, являются геомагнитные бури, солнечные вспышки, солнечный терминатор, экваториальная аномалия ионизации. Важное значение имеет также знание особенностей поведения ионизации, характерных для исследуемого региона.

2. Выделение и идентификация откликов ионосферы на тропические циклоны возможны в спокойной гелиогеофизической обстановке вочные часы местного времени, когда фоновые пространственно-временные вариации ПЭС характеризуются слабой изменчивостью.

3. Из-за сильной изменчивости ионосферных параметров при изучении откликов ионосферы на ТЦ особое внимание следует уделять не регистрации отдельных возмущений (как это делалось в 1975-2007 гг.), а поиску усиления интенсивности колебаний в различных диапазонах периодов.

4. Необходим согласованный поиск усиления интенсивности возмущений различных временных масштабов в вариациях ионосферных параметров. Совместное использование различных средств зондирования ионосферы увеличит вероятность идентификации отклика.

5. Для уверенной идентификации отклика ионосферы на тропический циклон необходим учет ветрового и температурного режима атмосферы, а также сравнительный анализ поведения ионосферных и метеорологических параметров в исследуемом регионе.

Для сравнения поведения ионосферных и метеорологических параметров перспективным является построение и совместный анализ карт интенсивности возмущений ПЭС и карт метеопараметров (температура, давление, скорость зонального и меридионального ветра), которые можно получить по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis (URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>). В диссертации предложен метод картирования интенсивности возмущений ПЭС и сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров, построенными по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis (п. 4.2). С учетом описанных выше принципов выполнены исследования поведения ионосферных параметров во время действия ряда тропических циклонов в Атлантическом и Тихом океанах (п. 4.2-4.4).

4.2. Возмущения ионосферной плазмы во время ТЦ KATRINA (23-31.08.2005, Атлантический океан)

4.2.1. Характеристика ТЦ KATRINA и анализ геофизической обстановки

Необычно мощный ураган KATRINA признан одной из наиболее разрушительных природных катастроф в истории США. ТЦ KATRINA возник 23 августа 2005 г. в северо-

западной части Атлантического океана. 25 августа циклон достиг стадии урагана (скорость ветра V в циклоне превысила 33 м/с) и в период 27-29 августа находился в наиболее активной фазе (V варьировалась от 50 до 77 м/с). 26 августа ТЦ KATRINA прошел над п-овом Флорида и появился в Мексиканском заливе, 29 августа в стадии урагана вновь пересек береговую линию, а 31 августа разрушился над территорией США. Траектория циклона показана на рисунке 4.3а толстой черной линией. Треугольниками отмечено положение центра ТЦ в 00:00 UT.

Во время действия циклона зарегистрированы две мощные магнитные бури (Рисунок 4.4а): 24–26 августа 2005 г. (индекс Dst опускался до -216 нТл, индекс Kp = 9) и в период 31 августа – 5 сентября 2005 г. ($Dst = -131$ нТл, Kp = 7). Авторами [172] показано, что буря 24–26 августа 2005 г. могла оказать влияние на интенсивность и траекторию движения циклона KATRINA за счет форбуш-понижения потока космических лучей и связанных с ним вариаций температуры на уровне тропопаузы. В период максимального развития циклона 27–29 августа геомагнитная обстановка оказалась достаточно спокойной (индекс Dst был выше -50 , Kp не превышал 3). Это делало в принципе возможной регистрацию реакции ионосферы на циклон, но потребовало тщательного учета геофизических условий.

Траектория циклона лежала вблизи области действия экваториальной аномалии ионизации, которая образуется по обе стороны от геомагнитного экватора в послеполуденные часы местного времени [2]. Анализ карт GIM распределения ПЭС над центральной Америкой показал, что 25 августа началась перестройка экваториальной аномалии. Такая перестройка обычно сопровождает крупные магнитосферные бури [136]. В спокойных условиях северный гребень ионизации располагался на широтах 8 – 10 ° с.ш., 25 августа началось его смещение к северу, и к 31 августа он достиг широт около 20 ° с.ш. На рисунке 4.3а приведен пример карты ПЭС для 20:00 UT 28 августа 2005 г. (что соответствует 14:00 по местному времени (LT) на долготе -90 ° в.д.). Район действия циклона KATRINA в период 25–31 августа в дневные часы местного времени попадал в зону больших значений градиента ПЭС на склоне северного гребня аномалии, где высока вероятность генерации неоднородностей ионосферной плазмы.

Кроме того, как показано в гл. 3, после внезапного начала магнитных бурь в области аврорального овала образуются крупномасштабные волновые ПИВ, распространяющиеся к экватору. Во время мощных бурь такие ПИВ достигают широт 25 – 30 ° и, следовательно, могли оказать существенное влияние на вариации ПЭС в районе ТЦ KATRINA. В ночное время аномалия исчезает, и пространственно-временные вариации ПЭС вдоль траектории ТЦ KATRINA характеризовались слабой изменчивостью (Рисунок 4.3б).

Подробный анализ геофизических условий для ТЦ KATRINA показал, что поиск ионосферных возмущений, обусловленных воздействием этого циклона, следует проводить:

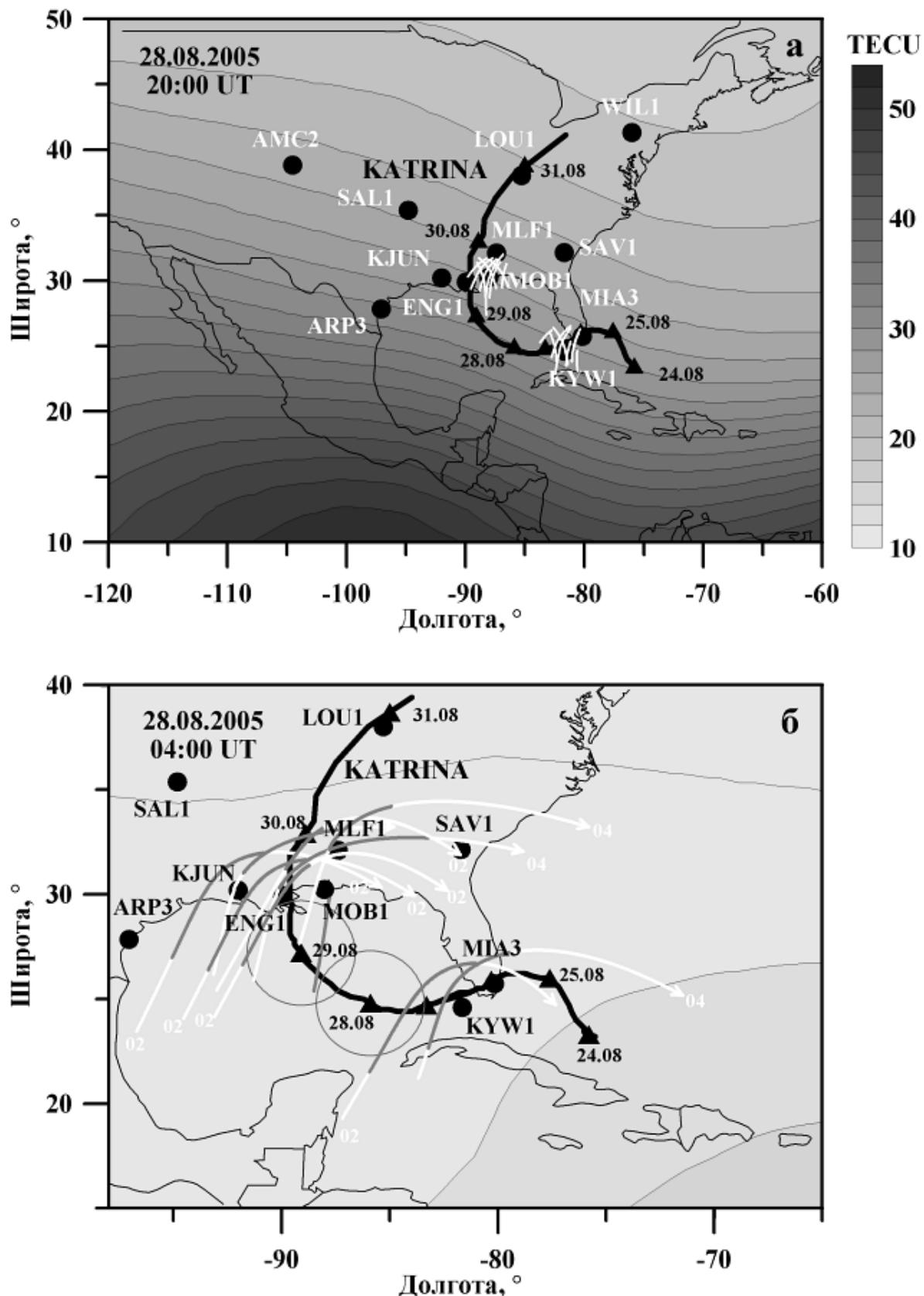


Рисунок 4.3 – Карты распределения ПЭС (GIM) над центральной Америкой 28 августа 2005 г. для двух моментов времени: 20:00 UT (а) и 04:00 UT (б). Черной толстой линией показана траектория движения ТЦ KATRINA. Треугольниками отмечено положение центра ТЦ в 00:00 UT. Крупными точками обозначено положение станций GPS, белыми линиями – траектории ионосферных точек.

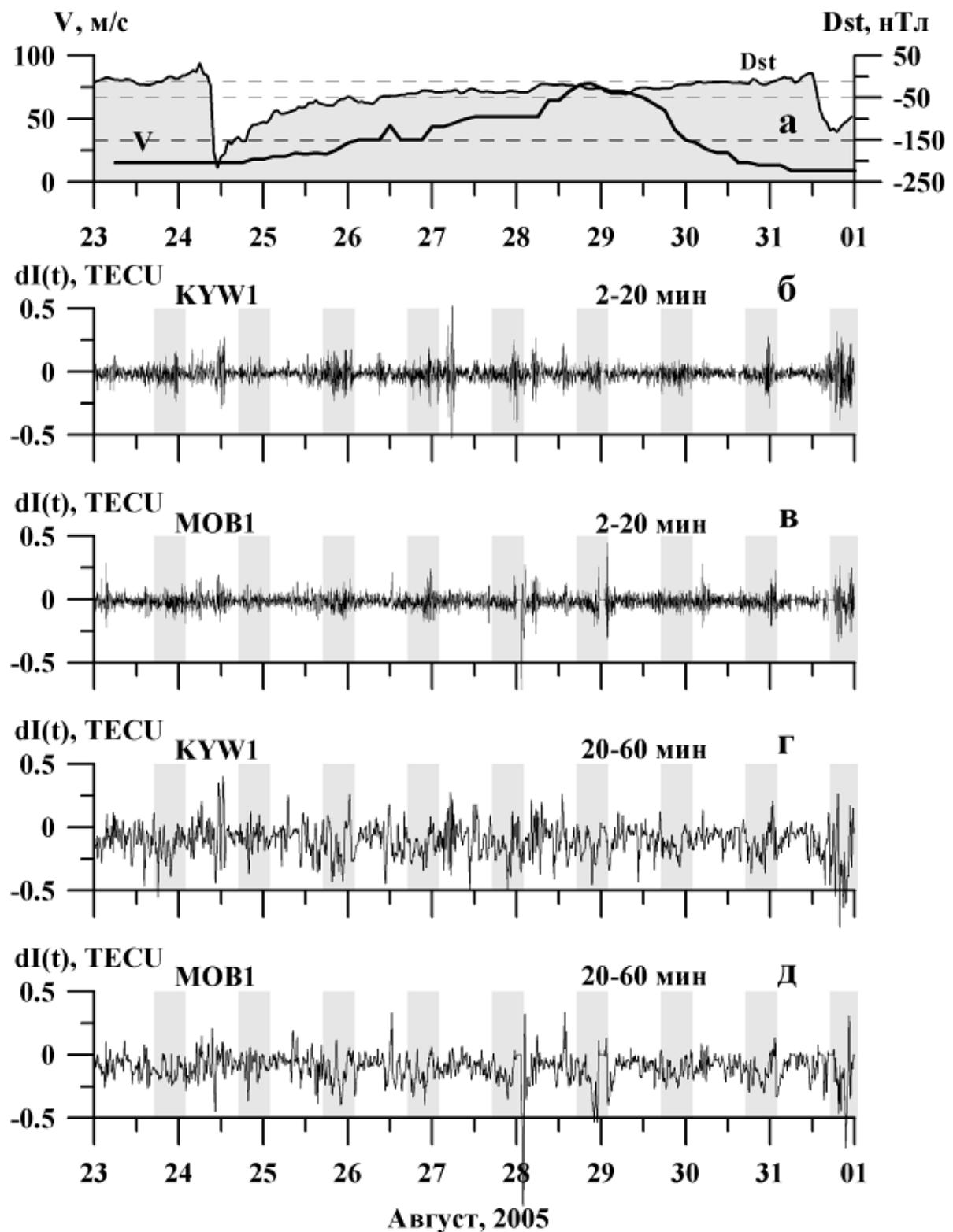


Рисунок 4.4 – Поведение индекса геомагнитной активности Dst и скорости ветра в циклоне KATRINA 23–31 августа 2005 г. (а). Отфильтрованные в диапазоне периодов 02–20 мин (б, в) и 20–60 мин (г, д) вариации ПЭС на станциях GPS KYW1 и MOB1. Серым цветом на панелях (б–д) отмечены периоды активности экваториальной аномалии в регионе (240–300°E).

а) в период 27-30 августа, когда геомагнитная обстановка была достаточно спокойной ($Dst \geq -50$, $Kp \leq 3$), а циклон находился в максимальной фазе развития;

б) в вечерние илиочные часы местного времени, когда отсутствовала экваториальная аномалия ионизации.

Изучение отклика ионосферы на ТЦ KATRINA проводилось по данным GPS-станций глобальной сети IGS (<http://sopac.ucsd.edu>), расположенных на восточном побережье США вблизи зоны действия циклона [173-175]. Ряды $I(t)$ вариаций "наклонного" ПЭС рассчитывались на основе двухчастотных фазовых измерений приемников GPS. Исходные ряды $I(t)$ были отфильтрованы в диапазоне периодов 02-20, 15-40, 20-60 мин – такие периоды регистрировались в различных исследованиях отклика ионосферы на ТЦ [154-156, 161]. В результате получались отфильтрованные ряды ПЭС $dI(t)$.

4.2.2. Многосуточные ряды вариаций ПЭС

В целях общего анализа поведения ПЭС в период 23-31 августа для каждой станции GPS были созданы непрерывные ряды данных, охватывающие несколько суток [173]. В среднем из-за движения спутника длительность отдельного ряда наблюдений на приемнике GPS составляет 5-6 ч. В то же время в зоне видимости приемника постоянно находятся не менее четырех ИСЗ GPS. Стыковка отдельных отфильтрованных рядов ПЭС $dI(t)$, полученных в последовательные интервалы времени на лучах "приемник–спутник" с наибольшими углами места, позволила для каждой станции GPS сформировать непрерывный ряд вариаций ПЭС длительностью несколько суток. На рисунке 4.3а для примера белыми линиями отмечены участки траекторий ионосферных точек нескольких спутников GPS, данные которых использовались для построения непрерывных рядов вариаций ПЭС на станциях KYW1 и MOB1. Несмотря на то, что непрерывный ряд формируется по данным разных спутников, он может быть использован для оценки изменений амплитуды вариаций ПЭС над станцией GPS. Отфильтрованные ряды $dI(t)$ на станциях KYW1 и MOB1, располагавшихся в непосредственной близости от траектории ТЦ KATRINA, приведены на рисунке 4.4б-д. Серым цветом на панелях (Рисунок 4.4б-д) отмечено время активности экваториальной аномалии. В период с 24 по 31 августа регистрируется усиление интенсивности вариаций ПЭС со значительными всплесками в отдельные дни. Большинство всплесков совпадают с периодами активности экваториальной аномалии и, скорее всего, обусловлены возмущениями ионосферной плазмы, образующимися в результате ее движения. Хорошо выражен отклик ионосферы на начало магнитных бурь: 24 августа 2005 г. в ночные часы местного времени и 31 августа 2005 г. днем (в этот день наблюдалось и наибольшее возмущение экваториальной аномалии).

В то же время 27-28 августа вочные часы местного времени зарегистрировано усиление интенсивности вариаций ПЭС, не связанное, по всей видимости, ни с динамикой экваториальной аномалии, ни с магнитными бурями, и совпадающее с периодом наивысшей активности циклона KATRINA, когда скорость ветра в циклоне превышала 40 м/с (Рисунок 4.4а). При этом интенсивность колебаний ПЭС была выше на станциях, которые находились ближе к центру урагана [173].

4.2.3. Возмущения во временных вариациях ПЭС

Вариации ПЭС вочные часы 27-30 августа были исследованы более подробно [173-175]. С этой целью построены временные вариации ПЭС для каждого луча "приемник-спутник" четырех ИСЗ GPS (PRN02, PRN04, PRN07, PRN10), наблюдавшихся на 12 станциях GPS (KYW1, MIA3, MLF1, MOB1, ENG1, KJUN, SAV1, ARP3, SAL1, AMC2, LOU1, WIL1) в вечернее и ночное время в зоне действия ТЦ KATRINA. На рисунке 4.5 приведены примеры вариаций ПЭС, отфильтрованных в диапазонах периодов 02-20 мин и 15-40 мин, которые были получены местной ночью на станциях KYW1, MOB1 (спутники PRN02, PRN04) 28 и 30 августа 2005 г. В течение трех дней 27, 28 и 29 августа (когда ТЦ KATRINA находился в максимальной фазе) в интервале 03:00–07:00 UT (21:00–01:00 LT на долготе 270°E) на станциях GPS регистрировалось значительное усиление колебаний ПЭС в обоих диапазонах периодов. Интенсивность колебаний была выше на лучах, проходивших в непосредственной близости к центру урагана. Можно отметить, что 29 августа (когда ТЦ KATRINA сместился к северу) на станции KYW1 интенсивность колебаний стала значительно ниже, чем на станциях MOB1, ENG1, KJUN, MLF1. Одновременно возросла амплитуда колебаний на удаленной от траектории циклона станции ANC2. 30 августа выделяются небольшие возмущения ПЭС, но амплитуда их существенно ниже, чем 27–29 августа. Спокойная геофизическая обстановка, время появления и характер поведения возмущений ПЭС, дают основания считать, что зарегистрированные возмущения обусловлены воздействием на ионосферу ТЦ KATRINA.

Пунктиром на рисунке 4.5а,в показаны изменения углов места спутников PRN02, PRN04 на станциях KYW1, MOB1. Следует отметить, что максимальные возмущения ПЭС регистрировались при низких ($\theta \leq 40^\circ$) углах места луча "приемник-НИСЗ". Это могло быть связано либо с большей длиной таких лучей в ионосфере (т.е. являться откликом ионосферы), либо с задержкой радиосигнала в тропосфере (как известно, влияние тропосферы наиболее сильно сказывается именно на низких углах места). Анализ, проведенный в п. 2.4.3, показал, что при расчетах ПЭС по двухчастотным фазовым измерениям тропосферная задержка исключается, т.к. она не зависит от частоты радиоволны. Использование фазовых данных

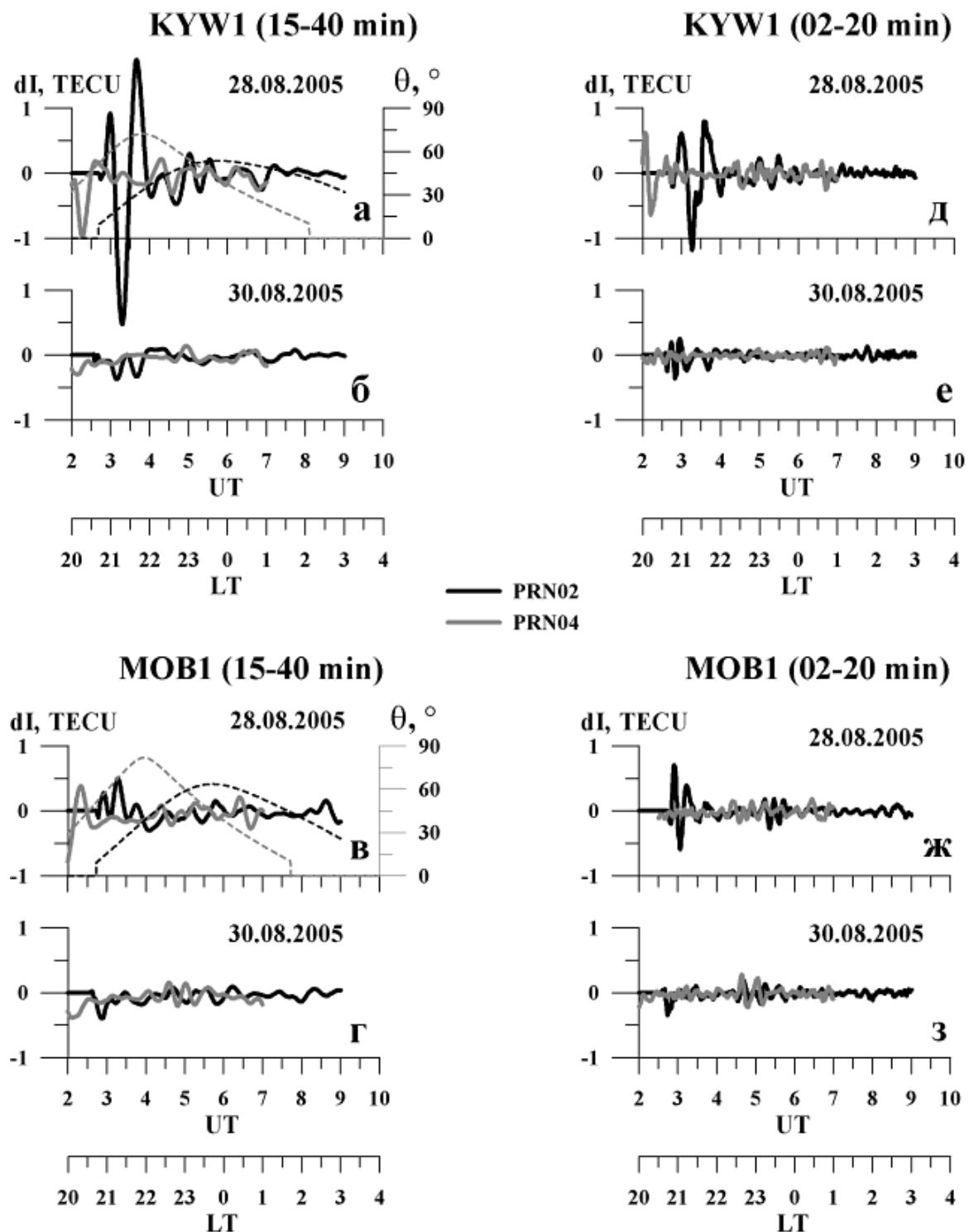


Рисунок 4.5 – Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазонах периодов 15–40 мин (а–г) и 02–20 мин (д–з), полученные 28 и 30 августа 2005 г. на станциях KYW1, MOB1 для спутников GPS PRN02, PRN04. Нанесены шкалы местного времени LT для долготы 270°Е. Пунктиром на панелях (а, в) показаны изменения углов места θ спутников PRN02, PRN04.

специализированных геодинамических GPS-станций позволяет пренебречь эффектами многолучевости. Следовательно, более сильный отклик на низких лучах места отражает возмущение электронной концентрации в ионосфере и обусловлен большой длиной луча "приемник-НИС3". Аналогичные результаты были получены в диссертации для тропических циклонов RITA и WILMA (п. 4.3). Наши данные согласуются также с результатами работы [176], в которой было отмечено, что на больших расстояниях от эпицентра слабый отклик ионосферы на землетрясение удалось выявить только на углах места ниже 40° . Таким образом, можно заключить, что регистрация вариаций ПЭС, рассчитанного по двухчастотным фазовым измерениям, на низких углах места является эффективным средством для выделения слабых ионосферных возмущений.

На рисунке 4.3б белыми стрелками показаны траектории ионосферных точек лучей "приемник-НИС3" для спутников PRN02 (в интервале 02:00-08:00 UT), PRN04 (в интервале 02:00-07:00 UT), наблюдавшихся на станциях KYW1, MOB1, ENG1, KJUN, MLF1 28 августа 2005 г. Серым цветом на траекториях выделены периоды, когда наблюдалось усиление интенсивности колебаний ПЭС. Окружности отмечают область, которую охватывает циклон в тропосфере. Размер области мы оценили по снимку облачности со спутника GOES-12 для 17:45 UT 28 августа 2005 г. (URL: <http://maps.csc.noaa.gov/hurricanes/reports.jsp>). Если зарегистрированные возмущения ПЭС вызваны циклоном KATRINA, пространственное распределение откликов свидетельствует о том, что над траекторией урагана на высотах ионосферы существует область неоднородностей ионосферной плазмы. Область формируется, когда циклон достигает стадии урагана, имеет горизонтальную протяженность около 1500 км и перемещается вслед за движением циклона.

4.2.4. Динамика возмущений ПЭС и приземного давления

Метод картирования интенсивности возмущений ПЭС. С целью определения пространственной локализации наблюдаемых возмущений в диссертации предложен метод картирования интенсивности возмущений ПЭС [174, 175]. Суть данного метода заключается в том, что на карту наносятся траектории ионосферных точек лучей "приемник-НИС3". При этом положение каждой ионосферной точки отображается кругом, радиус которого пропорционален абсолютному значению отфильтрованного ПЭС $|dI(t)|$, зарегистрированному на данном луче в данный момент времени. Полученные карты интенсивности возмущений ПЭС позволяют определить, где (в горизонтальной плоскости) располагаются неоднородности ионосферной плазмы, которые проявляются во временных вариациях ПЭС в виде колебаний с выбранными периодами.

Построенные пространственные распределения интенсивности возмущений ПЭС дают возможность провести их сопоставление с картами метеорологических параметров.

Возмущения ПЭС во время ТЦ KATRINA сравнивались с поведением приземных метеорологических параметров (давление, зональная и меридиональная скорость ветра). Для построения карт метеопараметров использовались 6-часовые данные архива NCEP/NCAR Reanalysis (URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>). Архив предоставляет среднесуточные и 6-часовые значения метеорологических параметров на географической сетке координат с шагом 2.5° по широте и долготе. Для количественных оценок использовались данные прямых метеонаблюдений (URL: www.nhc.noaa.gov).

Динамика возмущений ПЭС и вариации приземного давления. Рисунок 4.6 демонстрирует пространственно-временную динамику колебаний ПЭС с периодами 02-20 мин и вариации приземного давления (сплошная заливка) с 24 по 31 августа 2005 г. Распределение приземного давления P построено по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis. Сравнение значений P с данными прямых самолетных измерений (сайт URL: www.nhc.noaa.gov), показало, что пространственно-временное усреднение, применяемое в NCEP/NCAR Reanalysis, приводит к завышению давления на масштабах, меньших, чем шаг географической сетки архива (2.5°). В тоже время перемещение области низкого давления достаточно хорошо совпадает с траекторией движения ТЦ KATRINA, описанной на сайте (URL: www.nhc.noaa.gov) и показанной на рисунке 4.6 толстой черной линией. Таким образом, данные NCEP/NCAR Reanalysis могут быть использованы для получения качественной картины метеорологической обстановки в регионе, для количественных оценок необходимо использовать данные прямых метеонаблюдений.

Черными линиями переменной толщины на рисунке 4.6 нанесены траектории ионосферных точек для спутников PRN02, PRN04, PRN07, наблюдавшихся в вечернее/ночное время 24-31.08.2005 на 10 станциях GPS. В левом нижнем углу каждой панели в качестве масштаба показан круг, соответствующий $|dI(t)|=2.0$ TECU. На всех станциях 24 августа (Рисунок 4.6а) регистрировались небольшие возмущения ПЭС, связанные, очевидно, с магнитной бурей. Отметим, что интенсивность возмущений ПЭС в этот день для всех станций была примерно одинаковой.

Наиболее спокойным днем в вариациях ПЭС являлось 25 августа (Рисунок 4.6б): магнитная буря в этот день подходила к концу, а ТЦ KATRINA еще не набрал моши. С 27 августа (Рисунок 4.6г), когда давление в ТЦ KATRINA упало до 950 гПа, а скорость ветра V превысила 50 м/с (URL: www.nhc.noaa.gov), над зоной действия циклона начало наблюдаться заметное усиление интенсивности колебаний ПЭС. 28-29 августа (Рисунок 4.6д-е) давление в циклоне опускалось до минимальных значений около 910 гПа, скорость V достигала 70 м/с (URL: www.nhc.noaa.gov). В эти дни регистрировались максимальные возмущения ПЭС с амплитудой, превышающей уровень флюктуаций в спокойных условиях более чем в 2.5 раза.

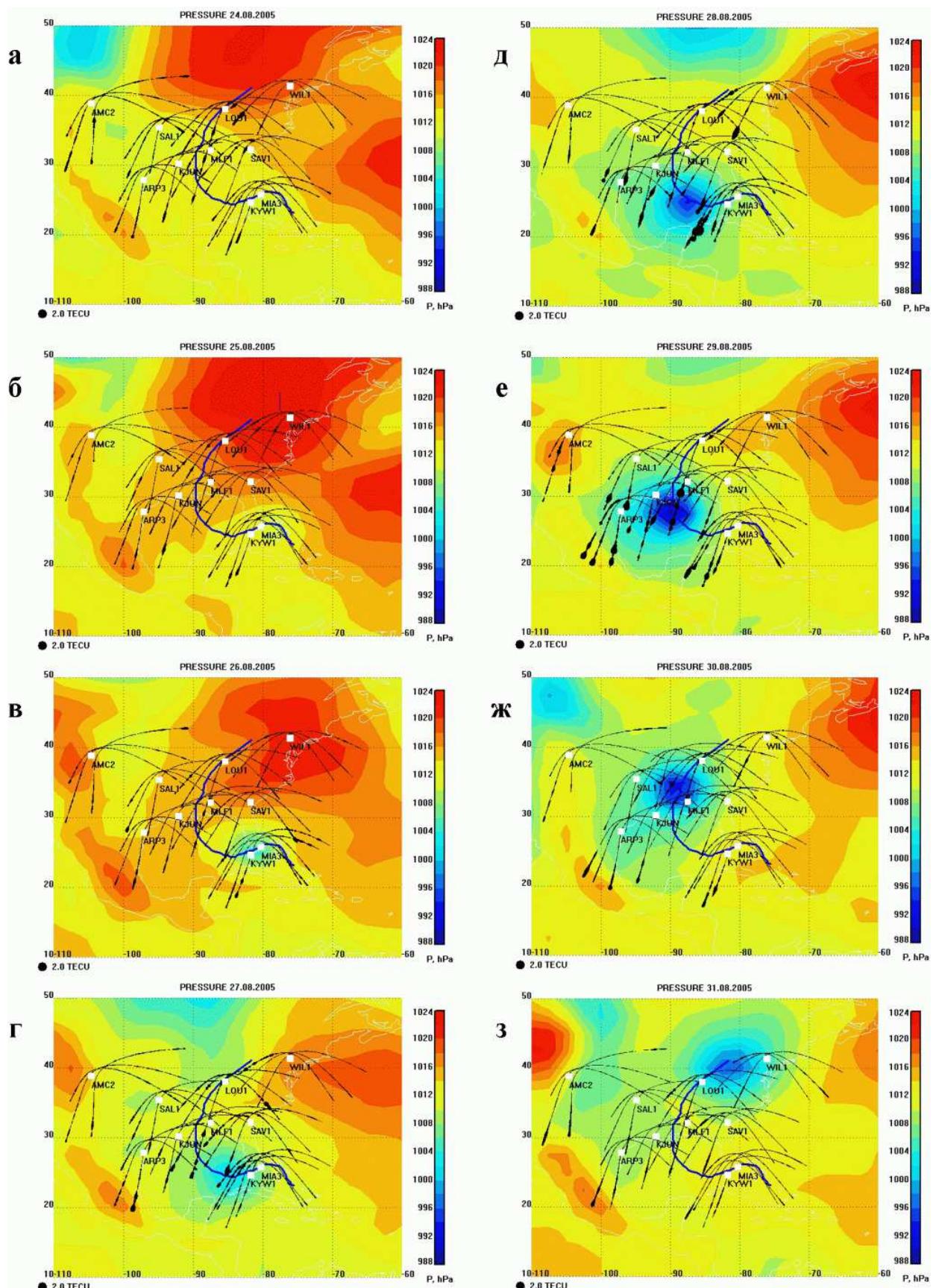


Рисунок 4.6 – Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС с периодами 02-20 мин (черные линии переменной толщины) и приземного давления (заливка) в зоне действия ТЦ KATRINA 24-31 августа 2005. Толстая черная линия отображает траекторию движения ТЦ KATRINA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами отмечено положение станций GPS.

В отличие от 24 августа, интенсивность колебаний ПЭС была выше на лучах "приемник-спутник", которые проходили ближе к урагану. Так, например, 28 августа максимальная амплитуда колебаний регистрировалась на наиболее близких к центру ТЦ KATRINA станциях KYW1 и MIA3. 29 августа, когда ураган сместился к северу, интенсивность возмущений ПЭС на станциях KYW1 и MIA3 упала, а на более северных станциях MLF1, KJUN, ARP3 - заметно возросла. Радиус области, где наблюдались возмущения ПЭС с временными масштабами 02-20 мин, составляет около 2000 км от центра циклона в период его максимального развития. Интересно отметить, что возмущения ПЭС регистрировались, преимущественно, над зоной действия циклона и к юго-западу от нее. Интенсивность возмущений ПЭС на всех станциях резко упала 30 августа (Рисунок 4.6ж), когда давление в ТЦ поднялось до 960 гПа, а скорость ветра стала меньше 25 м/с (URL: www.nhc.noaa.gov).

Полученные результаты согласуются с данными статистического анализа 22 мощных тайфунов, действовавших в 1987-1992 гг. [161]. В результате анализа были зарегистрированы ПИВ с периодами около 20 мин на горизонтальных расстояниях 1200-1800 км от траектории тайфуна. При этом ПИВ детектировались на протяжении всего времени существования тайфуна (т.е. пока скорость ветра в нем превышала 33 м/с).

4.2.5. Динамика возмущений ПЭС и вариации скорости нейтрального ветра

На рисунках 4.7, 4.8 представлены пространственные распределения интенсивности возмущений ПЭС двух диапазонов периодов (02-20 мин и 20-60 мин) в сравнении с картами скоростей меридионального (V) и зонального (U) ветров. Положительный меридиональный ветер направлен на север, положительный зональный ветер направлен на восток. Толстая черная линия отображает траекторию движения ТЦ KATRINA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами отмечено положение станций GPS. Приведены карты для двух наиболее возмущенных (28, 29 августа) и двух наиболее спокойных (25, 30 августа) дней.

Картам скорости ветра, построенным по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis, свойственны те же особенности, что и для карт давления. Полученные карты достаточно верно отражают структуру и динамику поля скоростей, но величины V и U в ТЦ отличаются от данных прямых измерений. Вращательный характер движения воздушных масс в области циклона отражают два максимума скорости (положительный и отрицательный) на картах V и U. Для меридионального ветра максимумы располагаются к западу и к востоку от центра циклона, для зонального ветра – к северу и к югу.

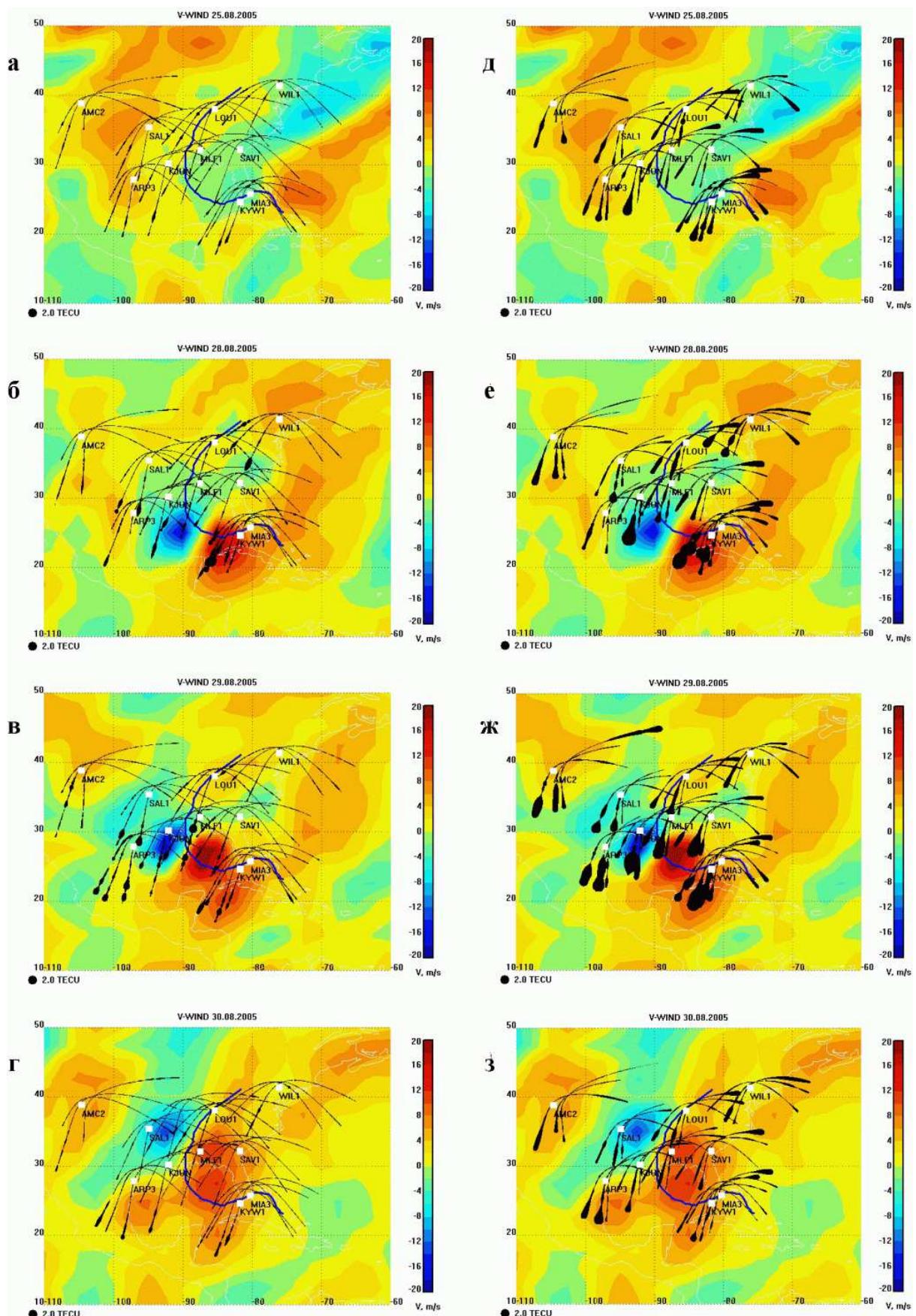


Рисунок 4.7 – Пространственное распределение интенсивности колебаний ПЭС (черные линии переменной толщины) с периодами 02-20 мин (а-г), 20-60 мин (д-з). Заливкой показано распределение скорости меридионального ветра по данным NCEP/NCAR Reanalysis (положительный меридиональный ветер направлен на север).

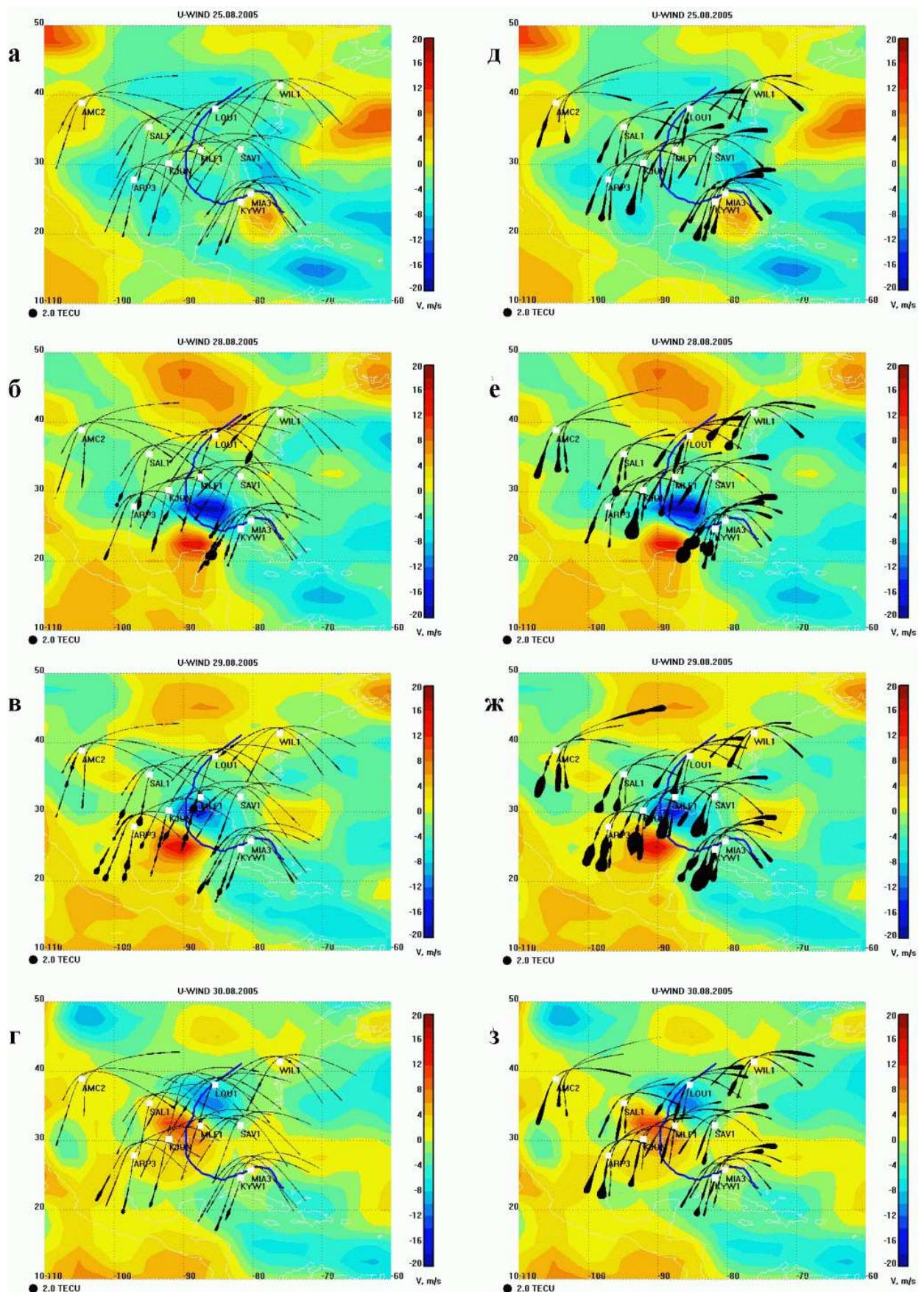


Рисунок 4.8 – То же, что на рисунке 4.7, но заливкой показано распределение скорости зонального ветра по данным NCEP/NCAR Reanalysis (положительный зональный ветер направлен на восток).

Как и следовало ожидать, интенсивность длиннопериодных (20-60 мин) колебаний ПЭС, в целом, оказалась выше, особенно, на фазе восстановления магнитной бури 25 августа. Пространственно-временная динамика колебаний с периодами 20-60 мин повторяла в общих чертах динамику короткопериодных (02-20 мин) колебаний, описанную в предыдущем разделе: с ростом активности циклона увеличивалась интенсивность возмущений ПЭС, наибольшая интенсивность наблюдалась 28-29 августа в максимуме развития урагана, с уменьшением активности циклона уменьшалась и интенсивность возмущений ПЭС. В отличие от колебаний 02-20 мин, заметное увеличение интенсивности длиннопериодных возмущений ПЭС регистрировалось и на лучах, удаленных от траектории циклона (станции AMC2, WIL1). Это означает, что зона с крупномасштабными возмущениями ПЭС охватывала большую территорию [174, 175].

Сравнивая пространственное распределение возмущений ПЭС с картами меридионального (V) и зонального (U) ветра в районе ТЦ KATRINA (рисунки 4.7, 4.8), можно отметить, что области, где регистрируется усиление возмущений ПЭС, как правило, совпадают с областями повышенных (по модулю) значений меридиональной скорости ветра.

4.2.6. Оценка увеличения амплитуды колебаний ПЭС в возмущенных условиях

Амплитуда колебаний с периодами 20-60 мин возрастала сильнее амплитуды короткопериодных (02-20 мин) возмущений. Учитывая, что спутник GPS ежедневно повторяет свою траекторию с "опозданием" в 4 мин [38], можно оценить изменение амплитуды на каждом луче "приемник-спутник" относительно некоторого спокойного дня. Приняв в качестве невозмущенной амплитуды колебаний ПЭС на лучах 25 августа, были рассчитаны отклонения ΔA_i амплитуды колебаний ПЭС в каждый из последующих дней (26-31 августа): $\Delta A_i = A_i - A_{25}$, где A_i , A_{25} – амплитуда колебаний ПЭС на лучах "приемник-спутник" в текущий день ($i = 26 \div 31$) и 25 августа, соответственно. Отклонения рассчитывались для одинаковых углов места лучей "приемник-спутник", чтобы исключить влияние длины луча на величину амплитуды [175]. Расчеты выполнены для станций AMC2, ARP3, SAL1, LOU1, MLF1, WIL1, SAV1, MIA3, KYW1, KJUN и спутников GPS PRN04, PRN07, PRN10.

Максимальные отклонения ΔA_i наблюдались 28 и 29 августа, в период наивысшего развития ТЦ KATRINA. На рисунке 4.9 приведены пространственно-временные распределения ΔA_i 28, 29 августа для двух диапазонов периодов: 02-20 мин и 20-60 мин. Заливкой показано распределение скорости меридионального ветра по данным NCEP/NCAR Reanalysis. Среднее по всем 30 рассмотренным лучам "приемник-спутник" значение максимального отклонения ΔA_i в указанные дни составило 1.07 TECU для длиннопериодных возмущений и 0.53 TECU для короткопериодных колебаний.

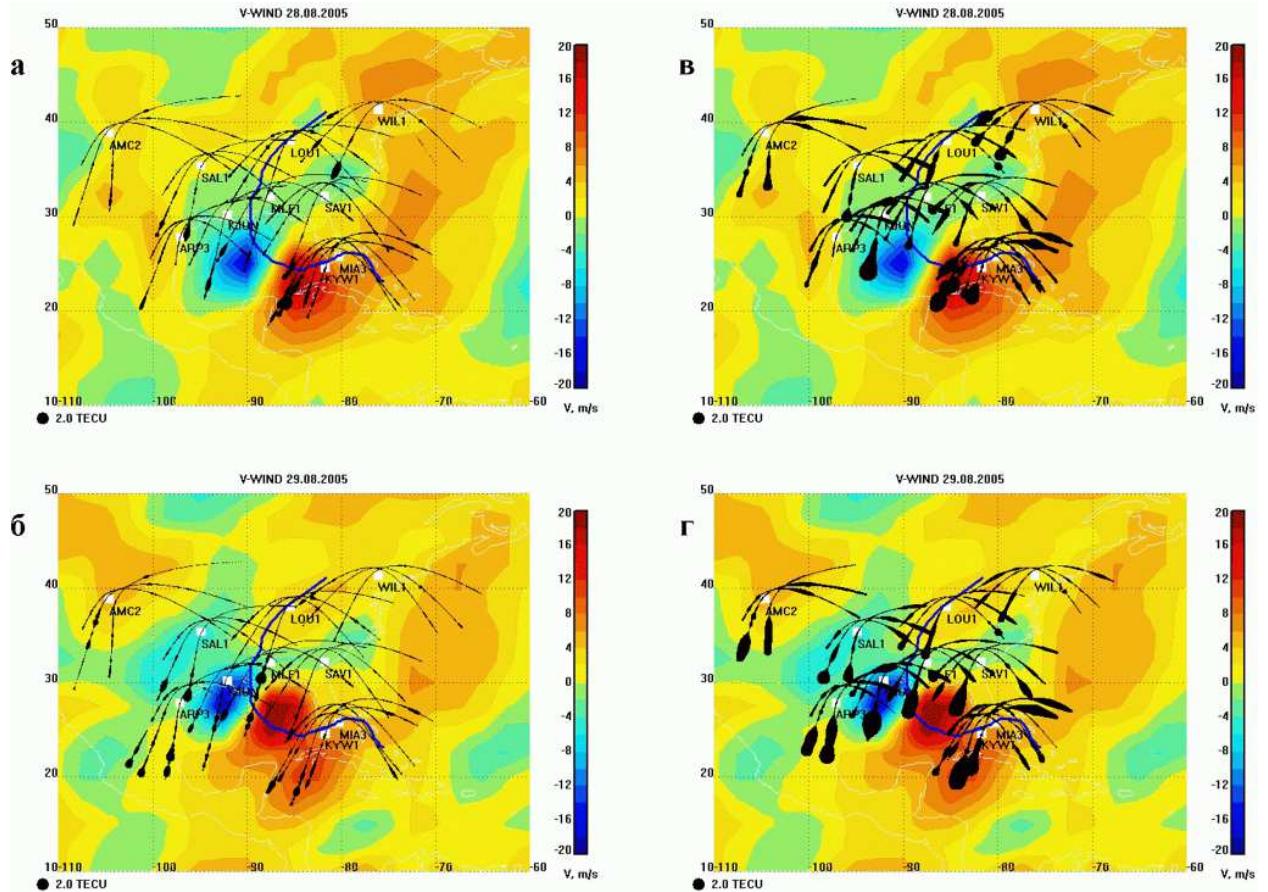


Рисунок 4.9 – Пространственно-временное распределение отклонений ΔA амплитуды колебаний ПЭС с периодами 02-20 мин (а-б) и 20-60 мин (в-г) 28-29 августа 2005 г. (черные линии переменной толщины) и скорости меридионального ветра (заливка). Положительный меридиональный ветер направлен на север.

4.3. Возмущения ионосферной плазмы во время тропических циклонов RITA (18-26.09.2005) и WILMA (15-25.10.2005)

4.3.1. Возмущения ПЭС во время ТЦ RITA (18-26.09.2005, Атлантический океан)

ТЦ RITA возник 18 сентября 2005 г. в районе островов Теркс и Кайкос севернее о. Гаити (URL: www.nhc.noaa.gov). С 20 по 24 сентября циклон двигался на запад-северо-запад и 20 сентября у побережья Флориды достиг стадии урагана (скорость ветра в циклоне V превысила 33 м/с). Максимальная скорость ветра (50-78 м/с) в ТЦ RITA наблюдалась в период 21-24 сентября, когда циклон находился в Мексиканском заливе. После пересечения береговой линии 24 сентября ТЦ RITA стал ослабевать, продолжал двигаться над территорией США и 26 сентября разрушился над штатом Иллинойс (URL: www.nhc.noaa.gov). Траектория циклона показана на рисунке 4.10 толстой черной линией. Треугольниками отмечено положение центра ТЦ RITA в 0:00 UT.

ТЦ RITA действовал в спокойной геомагнитной обстановке: индекс Кр не превышал 4, а индекс Dst не опускался ниже -50 нТл (Рисунок 4.11а). Поэтому условия для регистрации ионосферных откликов ТЦ были более благоприятными. В тоже время, как и в случае ТЦ KATRINA, траектория ТЦ RITA проходила в зоне действия экваториальной аномалии ионизации. Рисунок 4.10 демонстрирует распределение ПЭС в 20:00 UT (14:00 LT на долготе 270°E) 22 сентября 2005 г. В дневные часы местного времени траектория ТЦ RITA лежала в области больших значений градиента ПЭС. В связи с этим, амплитуда фоновых вариаций ПЭС в дневные часы достаточно высока и выделение отклика на циклон затруднено, также как для ТЦ KATRINA.

Для изучения волновых возмущений ПЭС использовались данные двухчастотных фазовых измерений приемников GPS (URL: <http://sopac.ucsd.edu>), расположенных на восточном побережье США вблизи зоны действия ТЦ RITA [175, 177, 178]. Положение станций GPS отмечено крупными точками на рисунке 4.10. Выбирались временные ряды вариаций ПЭС, полученные в вечерние иочные часы местного времени (в интервале 00:00-10:00 UT). Исходные временные ряды вариаций ПЭС подвергались фильтрации в двух диапазонах периодов: 02-20 мин и 20-60 мин. Затем данные были обработаны теми же методами, что и для ТЦ KATRINA. По методике, описанной в п. 4.2.2, построены непрерывные ряды вариаций ПЭС $dI(t)$, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин, на станциях KYW1 и FLIU (Рисунок 4.11б,в). Эти станции располагались очень близко к траектории ТЦ RITA, а 20-21 сентября центр урагана находился практически над станцией KYW1. Серым цветом на рисунке 4.11б-д отмечено время активности экваториальной аномалии в регионе (240-300°E).

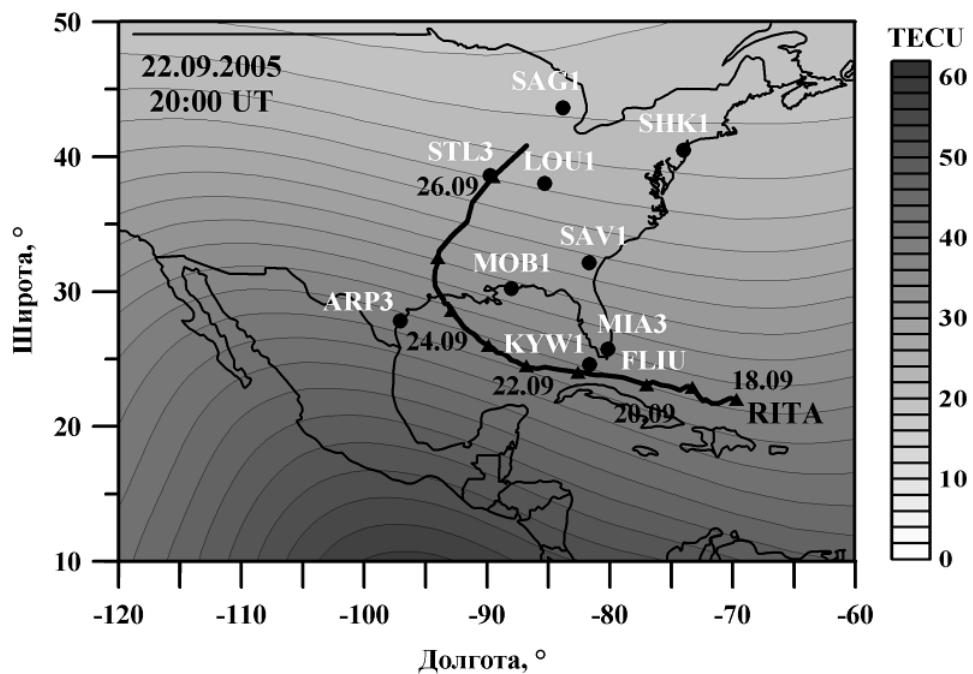


Рисунок 4.10 – Карта распределения ПЭС (GIM) над центральной Америкой в 20:00 UT 22 сентября 2005 г.
Крупными точками обозначено положение станций GPS.

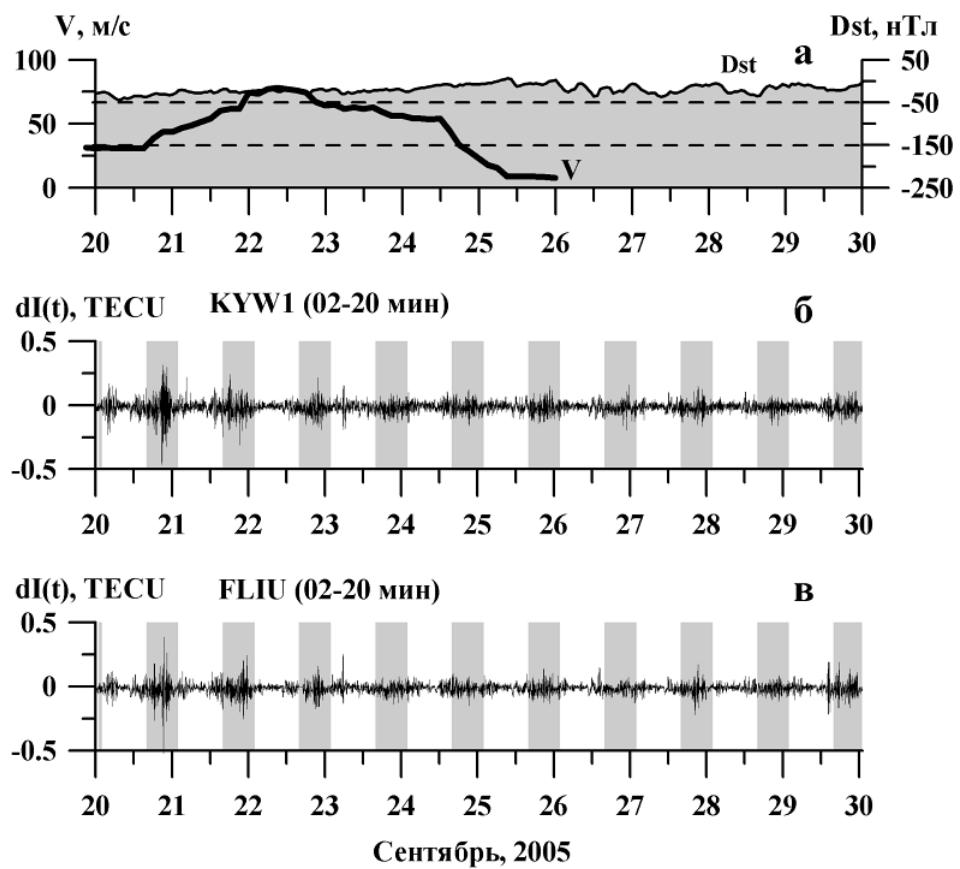


Рисунок 4.11 – Поведение индекса геомагнитной активности Dst и скорости ветра V в ТЦ RITA 20-30 сентября 2005 г. (а). Отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин (б-в) вариации ПЭС на станциях KYW1 и FLIU.

В полученных многосугочных рядах $dI(t)$ наблюдается характерное усиление интенсивности возмущений ПЭС в дневное время, связанное с действием экваториальной аномалии. Однако, 21-23 сентября, в период наибольшей активности ТЦ RITA, амплитуда дневных колебаний ПЭС значительно выше, чем в спокойные дни 27-29 сентября, когда действие циклона прекратилось. По всей видимости, воздействие ТЦ RITA наложилось на эффекты экваториальной аномалии, усилив их. Существенное увеличение амплитуды колебаний ПЭС на станциях KYW1, FLUU регистрировалось вочные часы местного времени 20 и 21 сентября, когда ТЦ RITA находился в непосредственной близости от этих станций.

Анализ временных вариаций ПЭС, построенных вочные часы местного времени для каждого для каждого луча "приемник-НИСЗ" в период 21-26 сентября выявил заметное усиление колебаний ПЭС в обоих диапазонах периодов на лучах, проходивших вблизи траектории ТЦ RITA. Амплитуда отклика была заметно меньше, чем во время ТЦ KATRINA. Но так же, как для ТЦ KATRINA, в большинстве случаев отклик был выражен сильнее при низких углах места луча "приемник-НИСЗ".

Пространственная локализации наблюдаемых возмущений определялась с помощью предложенного в п. 4.2.4 метода картирования интенсивности возмущений ПЭС. На рисунке 4.12 показаны пространственные распределения интенсивности возмущений ПЭС в диапазоне периодов 20-60 мин в сравнении с картами приземного давления по данным NCEP/NCAR Reanalysis в период наивысшей активности ТЦ RITA (21-24 сентября 2005 г.). На рисунке 4.13 для 22 и 23 сентября представлена пространственно-временная динамика возмущений ПЭС двух диапазонов периодов (02-20 мин и 20-60 мин) в сравнении с картами скоростей меридионального ветра (заливка) по данным NCEP/NCAR (положительный меридиональный ветер направлен на север). Толстая линия на рисунке 4.12 и рисунке 4.13 отображает траекторию движения ТЦ RITA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами отмечено положение станций GPS.

Отметим, что масштаб для возмущений ПЭС на рисунках 4.12, 4.13 выбран в два раза меньшим, чем в случае ТЦ KATRINA (Рисунки 4.6-4.8). Это связано с тем, что отклик ПЭС на ТЦ RITA был значительно слабее, чем на ТЦ KATRINA. Однако, динамика возмущений ПЭС выглядела также, как во время ТЦ KATRINA: колебания усиливались в период максимальной активности циклонов; по мере ослабления циклона и удаления его от станции интенсивность возмущений ПЭС, регистрируемых на ней, уменьшалась. Наиболее ярко отклик выражен для колебаний с периодами 20-60 мин (Рисунок 4.13). Над зоной действия ТЦ RITA наиболее значительные отклонения ΔA_i (п. 4.2.6) амплитуды колебаний ПЭС относительно спокойного дня 26 сентября наблюдались 22-23 сентября. Среднее по 27 лучам "приемник-спутник" значение максимального отклонения ΔA_i в указанные дни не превышало 0.7 TECU для длиннопериодных возмущений и 0.3 TECU для короткопериодных колебаний.

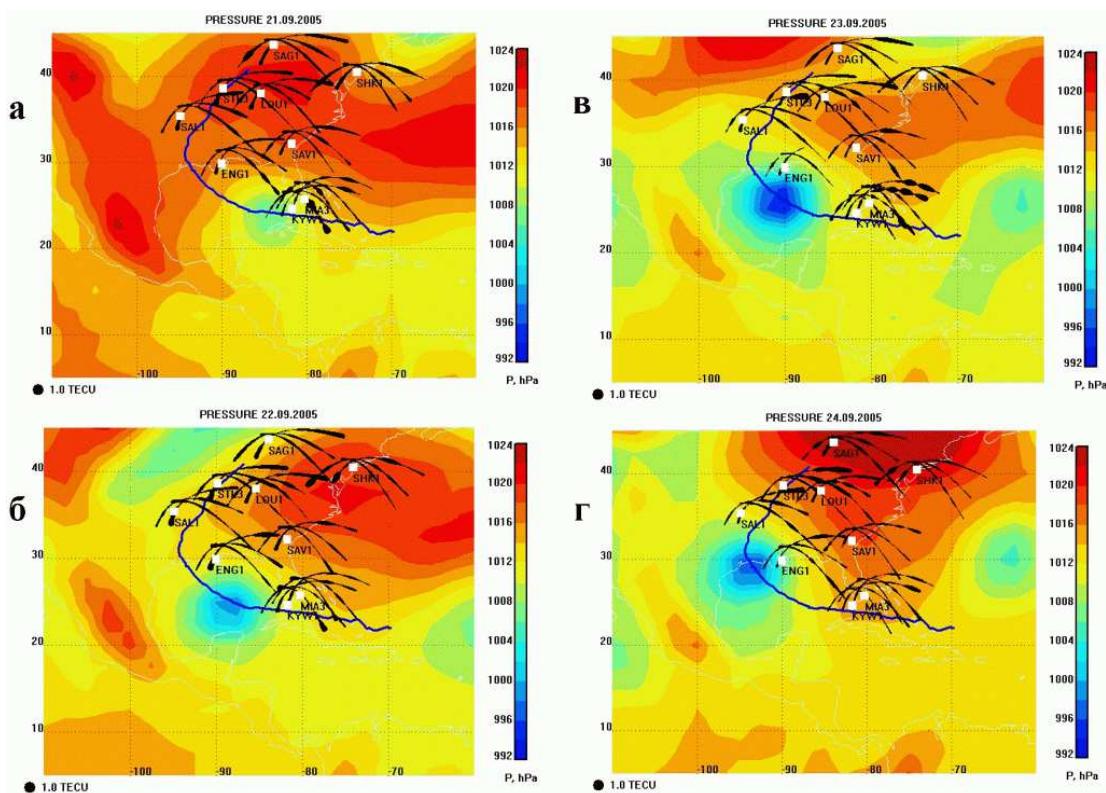


Рисунок 4.12 – Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин (черные линии переменной толщины) и приземного давления (заливка) в зоне действия ТЦ RITA 21-24 сентября 2005 г. Толстая линия отображает траекторию движения ТЦ RITA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov).

Квадратами обозначено положение станций GPS.

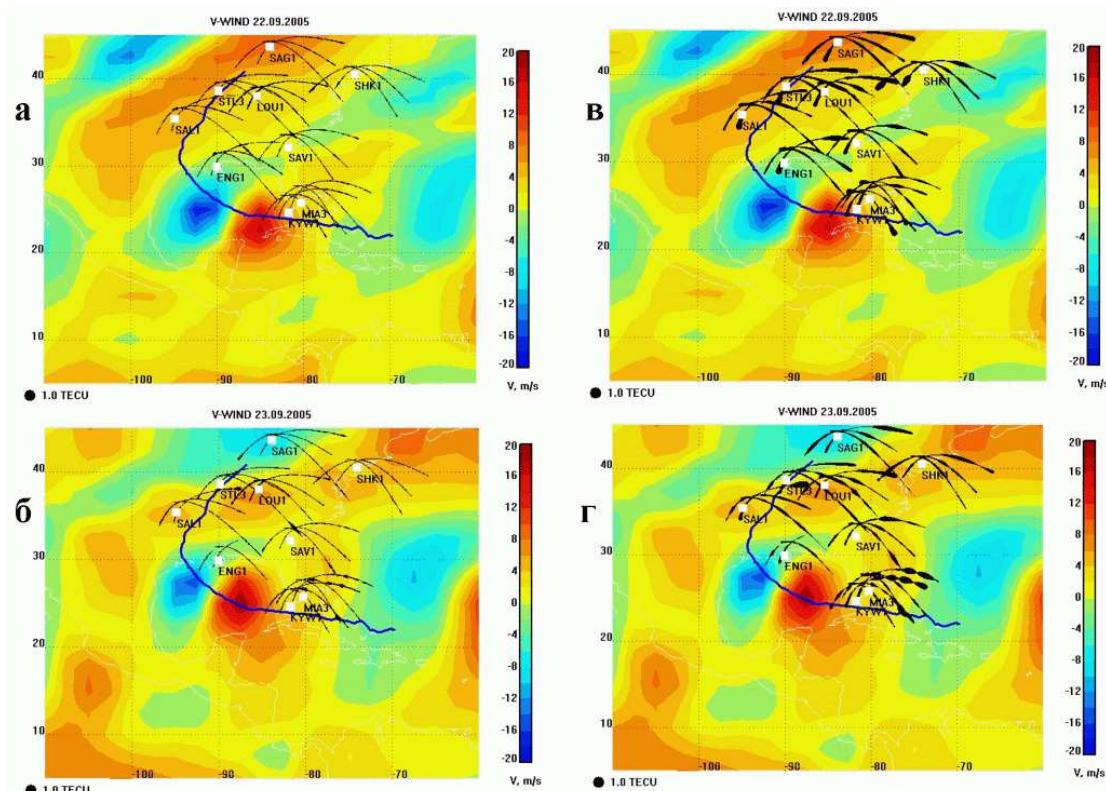


Рисунок 4.13 – Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС (черные линии переменной толщины) с периодами 02-20 мин (а-б), 20-60 мин (б-г) и скорости меридионального ветра (заливка). Положительный меридиональный ветер направлен на север.

4.3.2. Возмущения ПЭС во время ТЦ WILMA (15-25.10.2005, Атлантический океан)

Образование ТЦ WILMA зарегистрировано в 18:00 UT 15 октября 2005 г. в северо-западной части Карибского моря (URL: www.nhc.noaa.gov). В течение трех суток циклон медленно перемещался в сторону Юкатанского пролива, достигнув 17 октября стадии тропического шторма ($V \approx 18-23$ м/с). 19 октября произошло очень быстрое усиление скорости ветра: менее, чем за 24 ч WILMA из тропического шторма превратился в ураган ($V > 33$ м/с). Максимум скорости в циклоне ($V \approx 78$ м/с) был достигнут около 12:00 UT 19 октября. В это же время давление в центре ТЦ WILMA достигло рекордно низкого для ураганов Атлантического бассейна значения 882 мб. До 23 октября скорость в ТЦ WILMA постепенно уменьшалась (до 44 м/с). 24-25 октября, когда циклон находился у полуострова Флорида, наблюдался новый рост скорости до 56 м/с. WILMA вышел из тропической зоны в ночь на 26 октября и был поглощен внетропическим циклоном, расположенным над восточной частью Новой Шотландии. Траектория ТЦ WILMA показана на рисунке 4.14 толстой черной линией (треугольниками отмечено положение центра циклона в 00:00 UT). Крупными точками обозначено положение станций GPS.

Геомагнитная обстановка в период действия ТЦ WILMA была достаточно спокойной (Рисунок 4.15а). Во время основной фазы циклона Кр индекс не превышал 3, Dst был выше -50 нТл. Очень слабые возмущения в геомагнитном поле можно отметить 07-08, 16-17, 25, 31 октября. Траектория ТЦ WILMA также лежала в районе экваториальной аномалии. На рисунке 4.14 показаны распределения ПЭС в 20:00 UT (14:00 LT на долготе 270°E) 19 октября 2005 г. С 18 по 24 октября траектория ТЦ WILMA проходила южнее, чем траектории циклонов KATRINA и RITA, в областях, где экваториальная аномалия ионизации развита более сильно. Таким образом, как и в предыдущих двух случаях, выделение и идентификация откликов ионосферы на ТЦ WILMA было возможно только в ночные часы местного времени.

Для исследований выбирались временные ряды вариаций ПЭС, полученные в вечерние и ночные часы местного времени (в интервале 00:00-10:00 UT) на основе данных двухчастотных фазовых измерений приемников GPS (URL: <http://sopac.ucsd.edu>), расположенных на восточном побережье США в зоне действия ТЦ WILMA [175, 177, 178]. Положение станций GPS отмечено крупными точками на рисунке 4.14. Ряды вариаций ПЭС подвергались фильтрации в диапазонах периодов: 02-10 мин, 02-20 мин, 20-60 мин.

Для построения многосуточных рядов вариаций ПЭС $dI(t)$, отфильтрованных в диапазоне периодов 02-10 мин, использовались данные трех станций GPS: KYW1, ELEN, GUAT (Рисунок 4.14). Результаты представлены на рисунке 4.15б-г. Серым цветом на рисунке 4.15б-г отмечены периоды активности экваториальной аномалии в регионе (240-300°E).

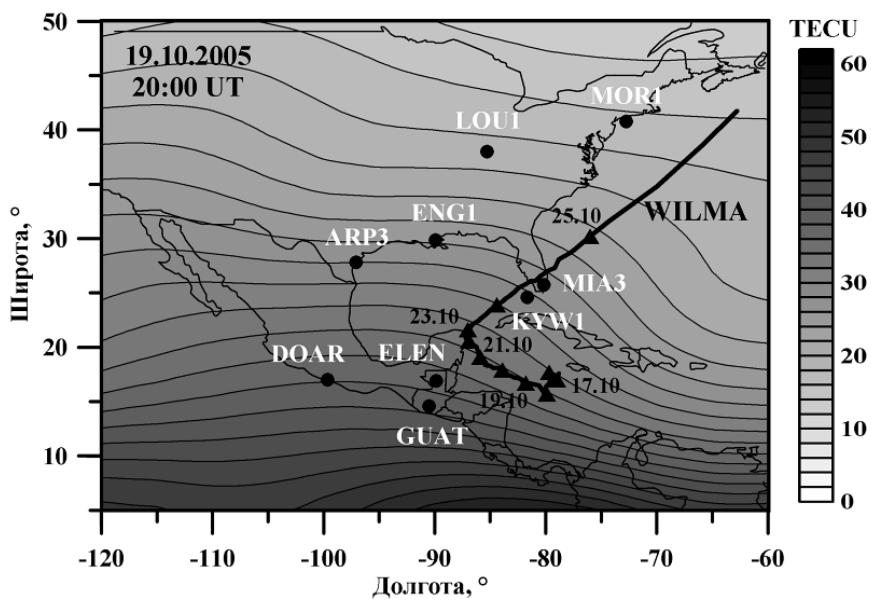


Рисунок 4.14 – Карта распределения ПЭС (GIM) над центральной Америкой в 20:00 UT 19 октября 2005 г.
Крупными точками обозначено положение станций GPS.

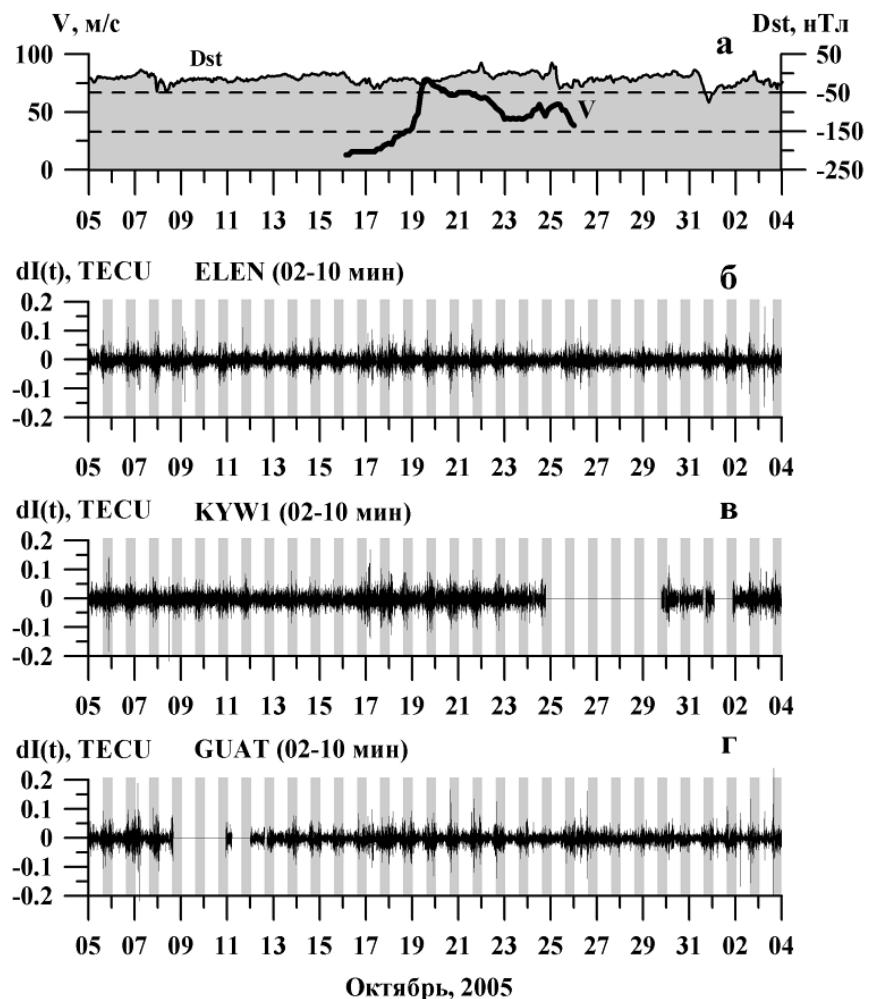


Рисунок 4.15 – Поведение индекса геомагнитной активности Dst и скорости ветра V в ТЦ WILMA 05.10.2005-04.11.2005 (а). Отфильтрованные в диапазоне периодов 02-10 мин (б-г) вариации ПЭС на станциях GPS ELEN, KYW1, GUAT.

На всех трех станциях на протяжении с 17 по 22 октября в ночные часы местного времени наблюдалось возрастание средней амплитуды вариаций ПЭС $dI(t)$ от 0.03 до 0.1 TECU. В этот период произошло увеличение скорости ветра в ТЦ WILMA с 18 до 70 м/с (Рисунок 4.15а), и циклон находился в максимальной фазе своего развития (Рисунок 4.15а). Возрастание интенсивности колебаний ПЭС не могло быть связано со слабым геомагнитным возмущением 17 октября, так как 07-08 октября геомагнитная обстановка была более возмущенной, но аналогичного увеличения амплитуды вариаций ПЭС не наблюдалось. Кроме того, увеличение амплитуды вариаций ПЭС в 18-21 октября происходит в спокойных геомагнитных условиях. Таким образом, рост амплитуды вариаций ПЭС, вероятнее всего, вызван воздействием ТЦ WILMA.

Во временных вариациях ПЭС, построенных для ночных часов местного времени 17-24 октября для каждого луча "приемник-НИСЗ" зарегистрировано усиление колебаний ПЭС в обоих диапазонах периодов. Отклик был выражен сильнее на лучах, проходивших вблизи траектории ТЦ WILMA, и при низких углах места лучей "приемник-НИСЗ".

Рисунок 4.16 демонстрирует пространственно-временную динамику колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин в сравнении с картами приземного давления по данным NCEP/NCAR Reanalysis во время действия ТЦ WILMA (17-24 октября 2005 г.). На рисунке 4.17 для 19, 24 октября представлены распределения интенсивности возмущений ПЭС двух диапазонов периодов (02-20 мин и 20-60 мин) в сравнении с картами скоростей меридионального (V) ветра (данные NCEP/NCAR Reanalysis). Положительный меридиональный ветер направлен на север. Масштаб для возмущений ПЭС на рисунках 4.16, 4.17 – такой же, как для ТЦ RITA (Рисунки 4.12, 4.13) и в два раза меньше, чем на рисунках 4.6-4.8 (ТЦ KATRINA). Толстая черная линия отображает траекторию движения ТЦ WILMA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами отмечено положение станций GPS.

Отклик ПЭС на ТЦ WILMA, так же как на ТЦ RITA, оказался значительно слабее, чем на ТЦ KATRINA. В колебаниях с периодами 20-60 мин реакция ПЭС была выражена сильнее, чем в коротких периодах (02-20 мин). Над зоной действия ТЦ WILMA наиболее значительные отклонения ΔA_i (п. 4.2.6) амплитуды колебаний ПЭС относительно спокойного дня 15 октября наблюдались 19 и 24 октября. Среднее по 24 лучам "приемник-спутник" значение максимального отклонения ΔA_i в указанные дни не превышало 0.8 TECU для длиннопериодных возмущений и 0.4 TECU для короткопериодных колебаний.

Ближе всего к центру ТЦ WILMA в период его максимальной активности (19-22 октября) оказалась станция GUAT. Начиная с 18 октября на этой станции регистрировалось заметное увеличение амплитуды колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин и некоторое усиление интенсивности возмущений в диапазоне периодов 02-20 мин.

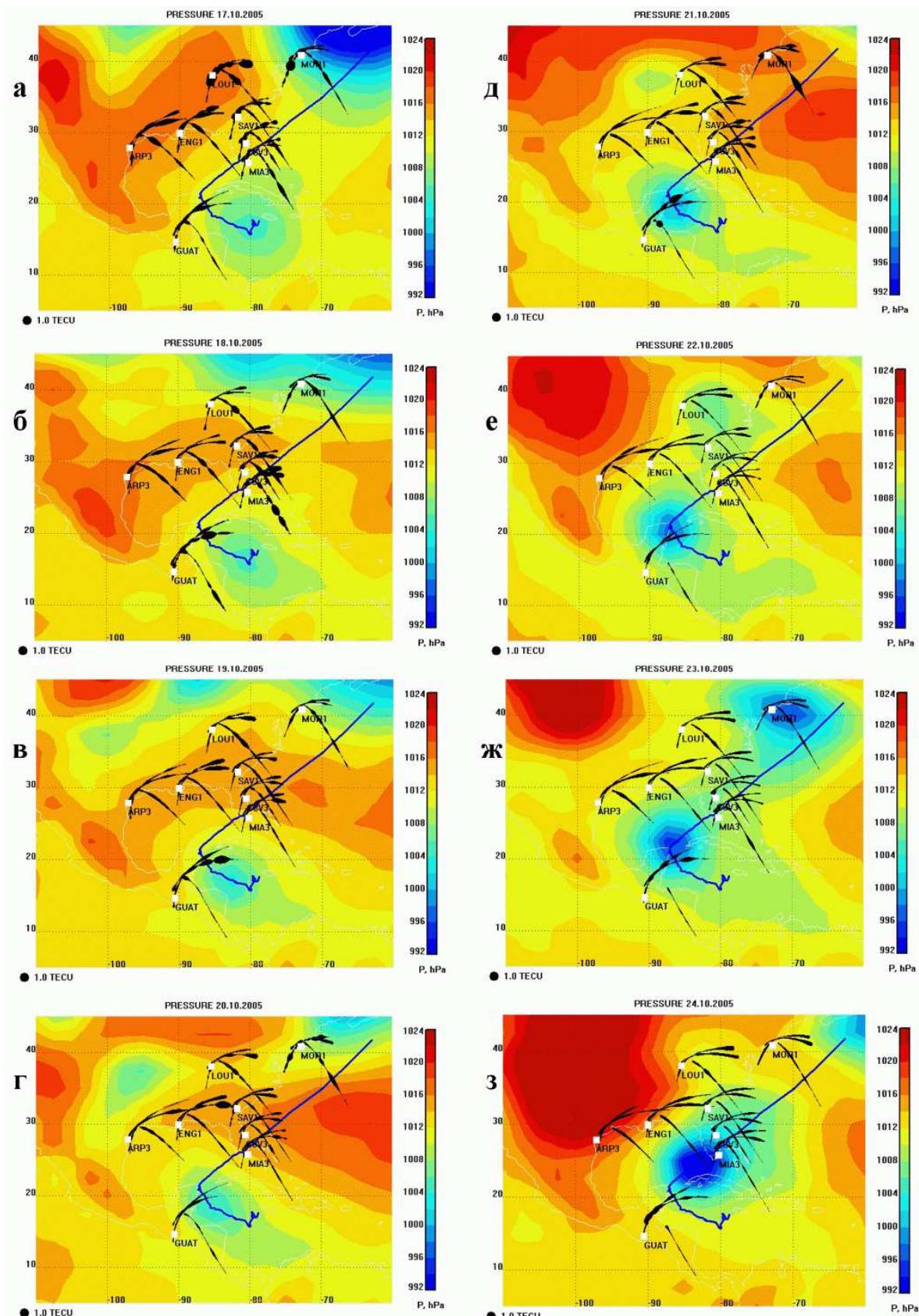


Рисунок 4.16 – Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин (черные линии переменной толщины) и приземного давления (заливка) в зоне действия ТЦ WILMA. Толстая линия отображает траекторию движения ТЦ RITA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами обозначено положение станций GPS.

По мере ослабления циклона и удаления его от станции GUAT интенсивность возмущений ПЭС на ней уменьшалась. Очевидно, не все наблюдавшиеся возмущения ПЭС обусловлены воздействием ТЦ WILMA. 17-18 октября (Рисунок 4.16а,б) зарегистрированы значительное усиление колебаний ПЭС вблизи большой внетропической области пониженного давления, смещающейся в северо-восточном направлении. Край этой области хорошо виден в левом верхнем углу рисунка 4.16а. Вполне вероятно, что влияние данной синоптической структуры проявлялось в поведении ПЭС вплоть до 21 октября в виде усиления колебаний на станциях, удаленных от центра ТЦ WILMA.

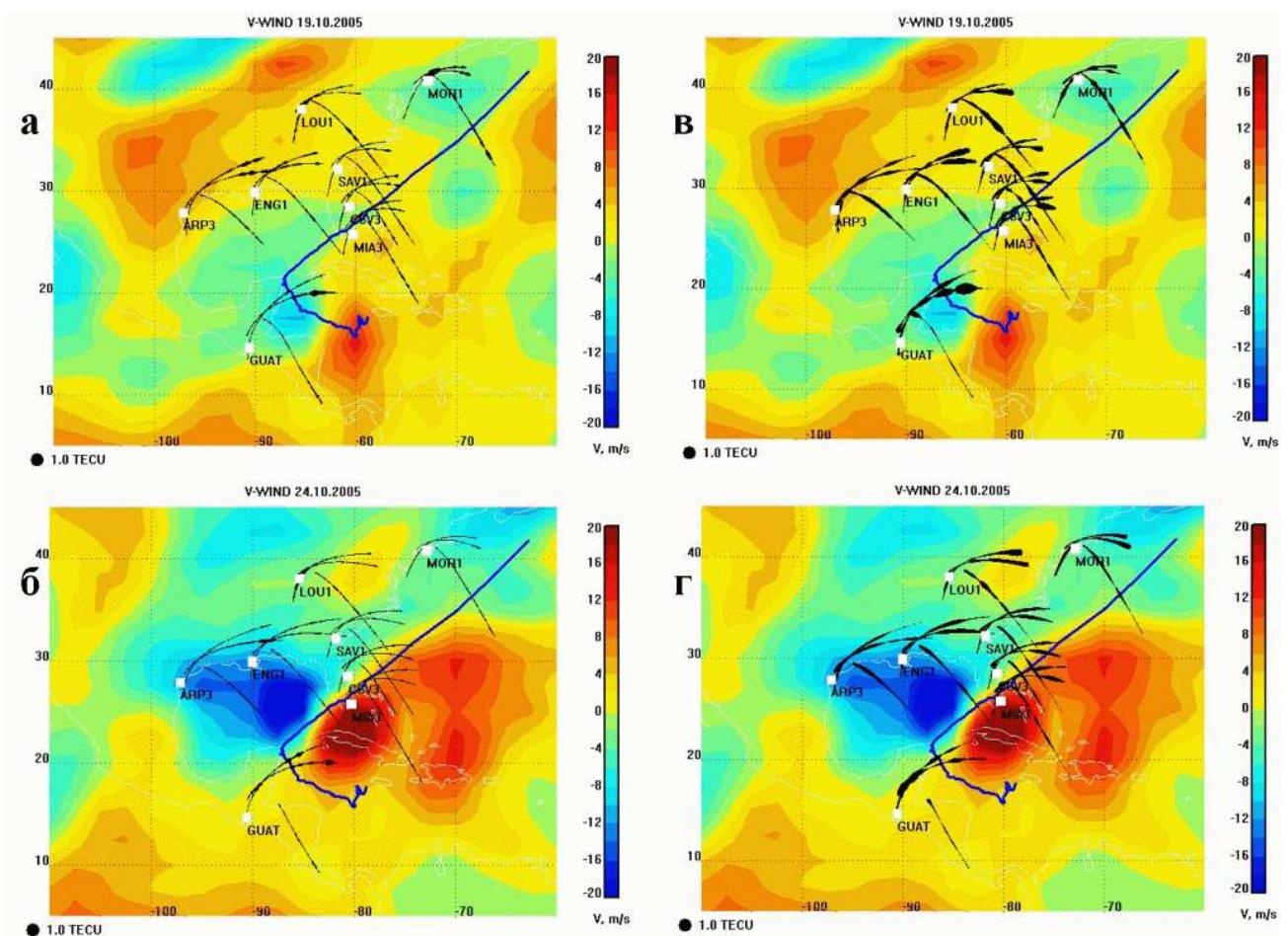


Рисунок 4.17 – Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС (черные линии переменной толщины) с периодами 02-20 мин (а-б), 20-60 мин (в-г) и скорости меридионального ветра (заливка). Положительный меридиональный ветер направлен на север.

4.3.3. Анализ влияния высотного распределения метеопараметров на интенсивность ионосферных возмущений, вызванных ТЦ KATRINA, RITA, WILMA

В качестве обобщения отмеченных выше особенностей интенсивности возмущений ПЭС над зонами действия трех циклонов на рисунке 4.18 представлены средние амплитуды колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин и 02-20 мин, зарегистрированные в дни максимального развития ТЦ KATRINA (28.08.2005), RITA (22.09.2005), WILMA (19.10.2005). Расчеты сделаны для станций, находившихся вблизи центра ТЦ и удаленных от него на расстояние 1500-2000 км. Усреднение выполнено вдоль всего луча "приемник-спутник" (Рисунок 4.18в, г) и для углов места меньше 45° (Рисунок 4.18а, б). Штриховкой показаны значения средней амплитуды на тех же лучах в спокойные дни.

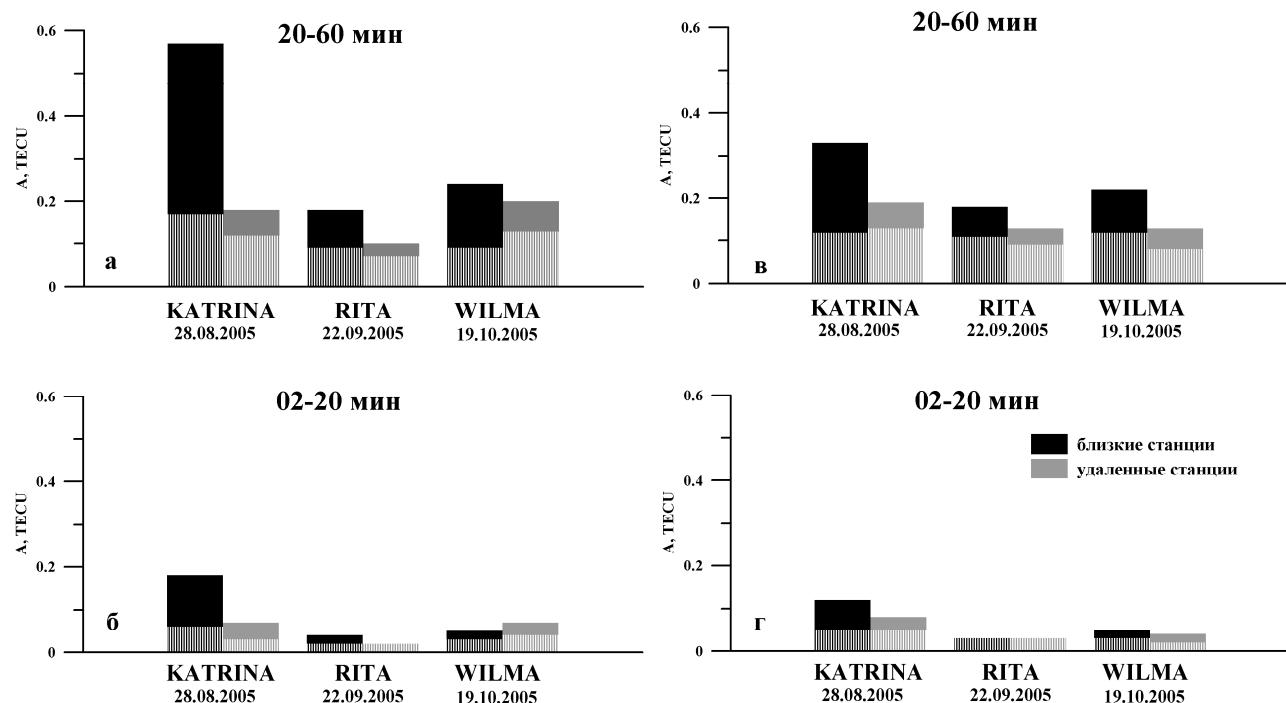


Рисунок 4.18 – Средняя амплитуда колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин и 02-20 мин, зарегистрированная в дни максимального развития ТЦ KATRINA, RITA, WILMA. Штриховкой отмечена средняя амплитуда колебаний ПЭС в невозмущенный день на тех же станциях.

Для всех трех циклонов характер изменения средней амплитуды одинаков. Увеличение средней амплитуды колебаний более выражено для низких углов лучей "приемник-спутник" (Рисунок 4.18а, б). Амплитуда длиннопериодных колебаний выше и сильнее возрастает. На близких к центру циклона станциях на низких углах места амплитуда длиннопериодных колебаний увеличивается по сравнению со спокойными днями в 2.5-3 раза, короткопериодных – в 1.6-2.5 раза. На удаленных станциях также регистрируется усиление средней амплитуды крупномасштабных колебаний, но в меньшей степени (в 1.5 раза). Для мелкомасштабных

колебаний заметного усиления не наблюдается. Это свидетельствует о том, что зона с крупномасштабными возмущениями ПЭС охватывает большую территорию. Наконец, средняя амплитуда колебаний ПЭС во время ТЦ KATRINA была в 1.5-2 раза выше, чем во время ТЦ RITA и WILMA.

Причины более слабого воздействия ТЦ RITA и WILMA на ионосферу, по сравнению с ТЦ KATRINA, следует, по нашему мнению, искать в метеорологической обстановке. Известно, что структура циклона, область высот, которые он занимает, в большой степени зависят от характера температурного поля. В частности, циклон, который существует в холодном воздухе с наименьшей температурой в центре, представляет собой высокое образование и прослеживается до больших высот в тропосфере. Циклон, действующий в теплой воздушной массе с наивысшей температурой в центре, является низким, а над ним располагается антициклон. Высотные распределения температуры, давления, скорости ветра определяют также возможность прохождения внутренних атмосферных волн, генерируемых циклоном, до ионосферы. Таким образом оценка возможной степени воздействия конкретного ТЦ на ионосферу Земли требует развернутого анализа распределений метеорологических параметров в период действия циклона.

С использованием данные архива NCEP/NCAR Reanalysis проведено исследование высотных профилей давления, температуры, скорости ветра над зонами действия циклонов KATRINA, RITA, WILMA [178]. На рисунке 4.19 представлены высотно-широтные разрезы геопотенциальной высоты девяти уровней давления на долготе, которая проходит через центр циклона, в дни высокой активности циклонов KATRINA, RITA, WILMA. В архиве NCEP/NCAR Reanalysis представлены данные для 17 уровней давления от 1000 до 10 ГПа, что соответствует высотам примерно от 0 до 30 км. На рисунке 4.19 приведены графики через 1 уровень давления. Вертикальным пунктиром отмечено положение центра циклона. Анализ рисунка 4.19 показывает, что ТЦ KATRINA был более высоким циклоном: он наблюдается до уровня 250 ГПа, в то время как ТЦ RITA и WILMA – только до 400 ГПа.

Большую протяженность по высоте ТЦ KATRINA демонстрируют и высотно-широтные разрезы скорости зонального ветра U , показанные на рисунке 4.20. Согласно рисунку 4.20, характерная смена направления зонального ветра над центром ТЦ KATRINA прослеживается вплоть до высоты 12 км, а для ТЦ RITA и WILMA – только до 8 км. Можно отметить, что в области действия ТЦ WILMA в районе 35° широты существует пик восточной зональной скорости, который прослеживается до высоты 28 км. Кроме того над ТЦ WILMA на высотах 8-16 км наблюдаются высокие скорости ветра. Вероятно, данные особенности привели к повышенному фону возмущений ПЭС вдали от траектории циклона, который сопровождал ТЦ WILMA.

Высотно-широтное поведение температуры на долготе, проходящей через центр циклона, приведены на рисунке 4.21. Линиями показаны значения температуры на определенной высоте.

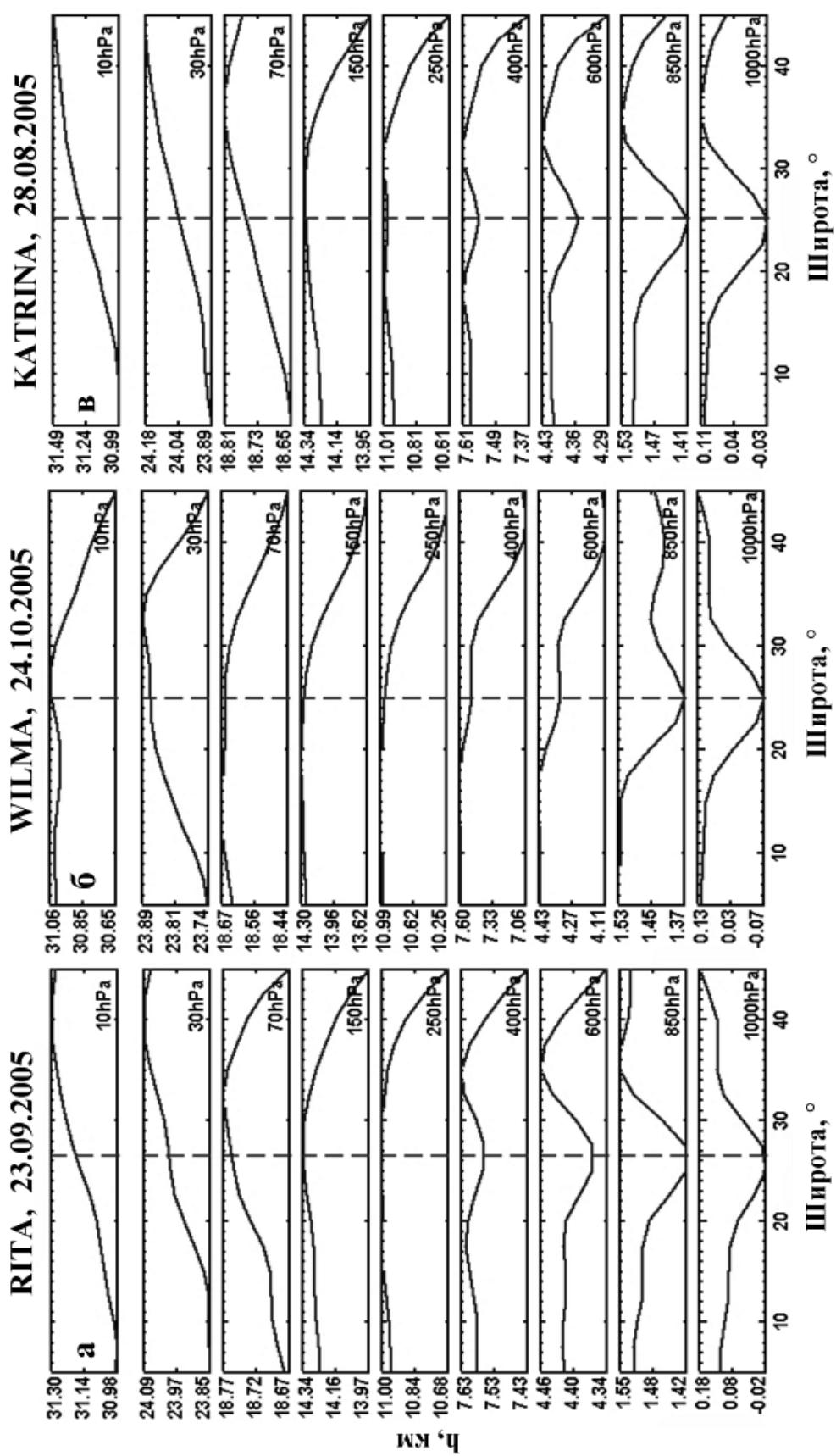


Рисунок 4.19 – Высотно-широтные профили геопотенциальной высоты h девяти уровней давления в дни максимальной активности ТЦ RITA (а), WILMA (б), KATRINA (в). Профили построены на долготе, которая проходит через центр циклона. Пунктиром отмечено положение центра циклона.

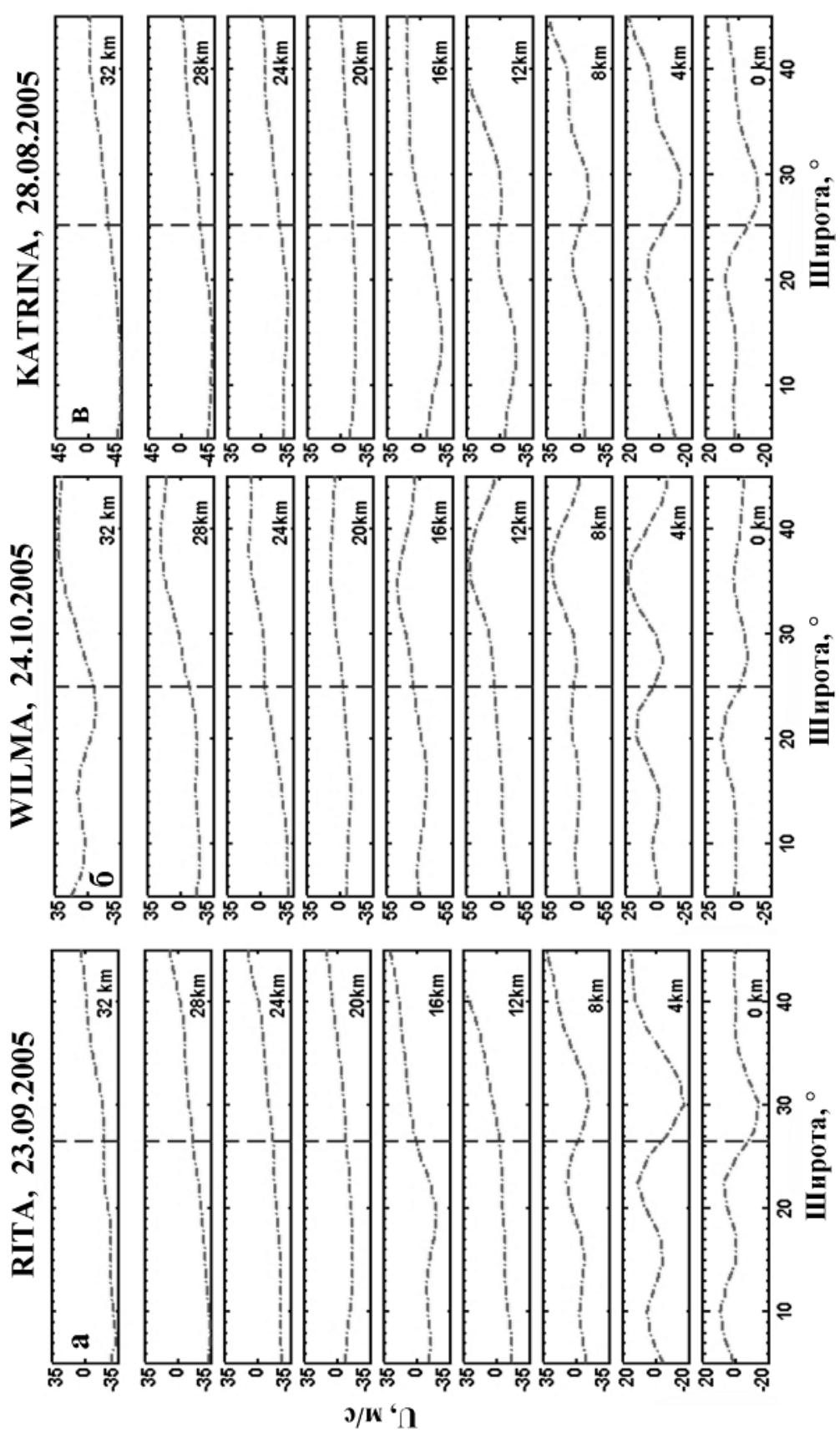


Рисунок 4.20 – Высотно-широтные профили скорости зонального ветра U в дни максимальной активности ТЦ RITA (а), WILMA (б), KATRINA (в). Профили построены на долготе, которая проходит через центр циклона. Пунктиром отмечено положение центра циклона. Положительный зональный ветер направлен на восток.

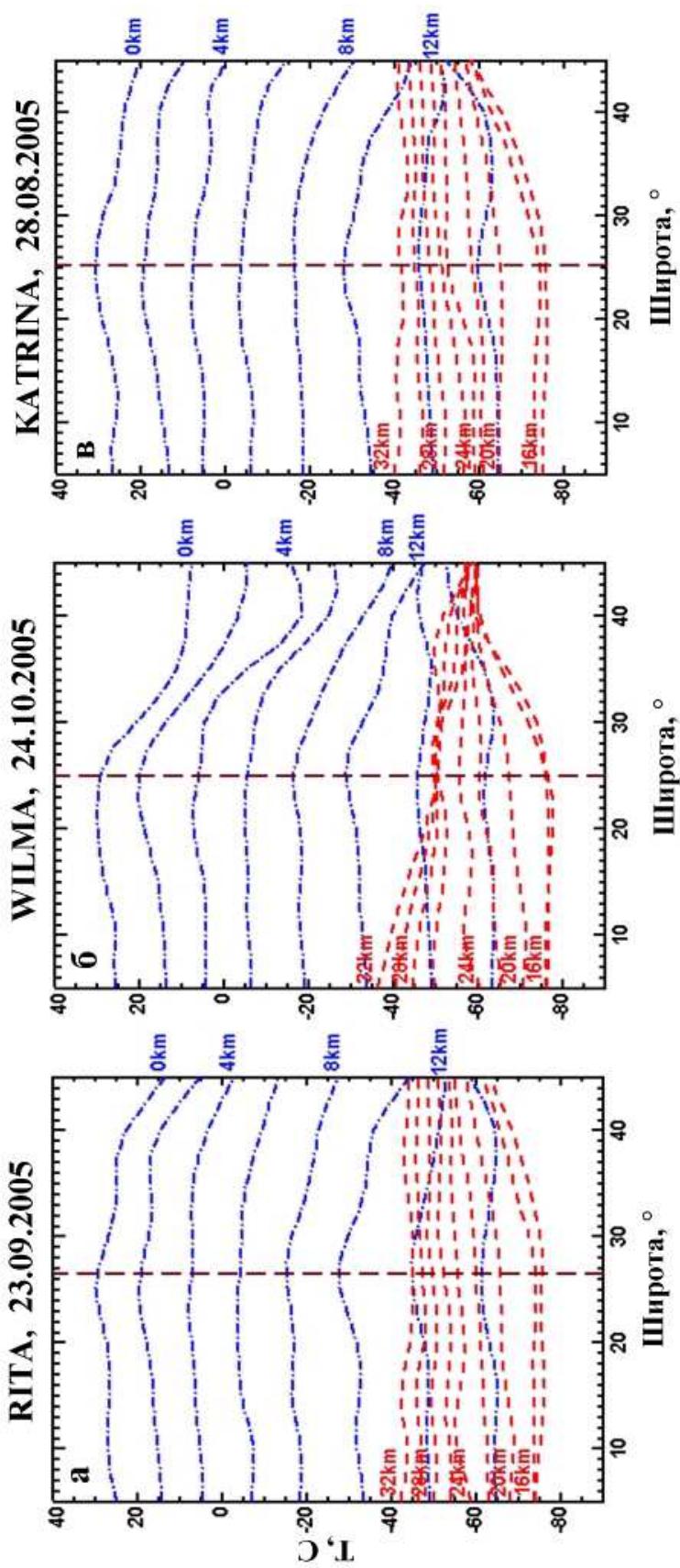


Рисунок 4.21 – Температура Т над зонами действия ТЦ RITA (а), WILMA (б), KATRINA (в) в дни их максимальной активности. Профили построены на долготе, которая проходит через центр циклона. Синие линии соответствуют температуре в тропосфере, красные – в стратосфере. Вертикальным пунктиром отмечено положение центра циклона.

Синие штрихпунктирные линии соответствуют температуре в тропосфере, красные пунктирные – в стратосфере. Тропопауза располагалась на высоте около 16 км. В тропосфере высотное распределение температуры вблизи центра циклона для всех трех ТЦ имеет достаточно близкий характер. В стратосфере наблюдаются заметные различия. На высотах выше 20 км температура над ТЦ KATRINA в целом выше примерно на 10°, по сравнению с другими циклонами. Над центром ТЦ KATRINA температура несколько повышена по сравнению с окружающими областями и растет с высотой. Над центром ТЦ RITA температура, наоборот, несколько понижена по сравнению с окружающими областями, но растет с высотой. Над центром ТЦ WILMA температура также несколько понижена по сравнению с окружающими областями, однако, не растет с высотой, а даже снижается. Установленные особенности высотного распределения давления, скорости ветра, температуры могли явиться причиной различной реакции ионосферы на три ТЦ KATRINA, RITA, WILMA.

4.4. Возмущения ионосферных параметров во время крупных ТЦ в северо-западной части Тихого океана в сентябре-ноябре 2005 г.

4.4.1. Геофизическая обстановка и используемые данные

Период с 17 сентября по 30 ноября 2005 г. отличается спокойной геомагнитной обстановкой и отсутствием крупных магнитосферных бурь (Рисунок 4.22а). Лишь в отдельные дни (7-8 октября, 16-17 октября, 25 октября, 31 октября, 4-5 ноября, 12-13 ноября, 19-20 ноября) уровень геомагнитной активности был несколько повышенным. Поток радиоизлучения Солнца на длине 10.7 см (F10.7) в сентябре-ноябре 2005 г. изменялся от 120 до 71 (в единицах 10^{-22} Вт/(Гц·м²)). В связи с этим указанный период является наиболее благоприятным для исследования отклика верхней атмосферы на тропосферные возмущения.

В сентябре-ноябре 2005 г. в северо-западной части Тихого океана зарегистрировано 10 крупных ТЦ. Характеристики этих циклонов приведены в Таблице 4.1. В таблице указаны название ТЦ по международному перечню; время действия ТЦ; период, когда ТЦ находился в стадии урагана; минимальное давление и максимальная скорость ветра, наблюдавшиеся в циклоне. Информация о ТЦ получена по геоинформационной системе глобального тропического циклогенеза "Геоинформ-ТЦ" [160], а также на сайте (URL: <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>). Для исследования особый интерес представлял конец сентября, когда действовали сразу три мощных циклона (DAMREY, SAOLA, LONGWANG).

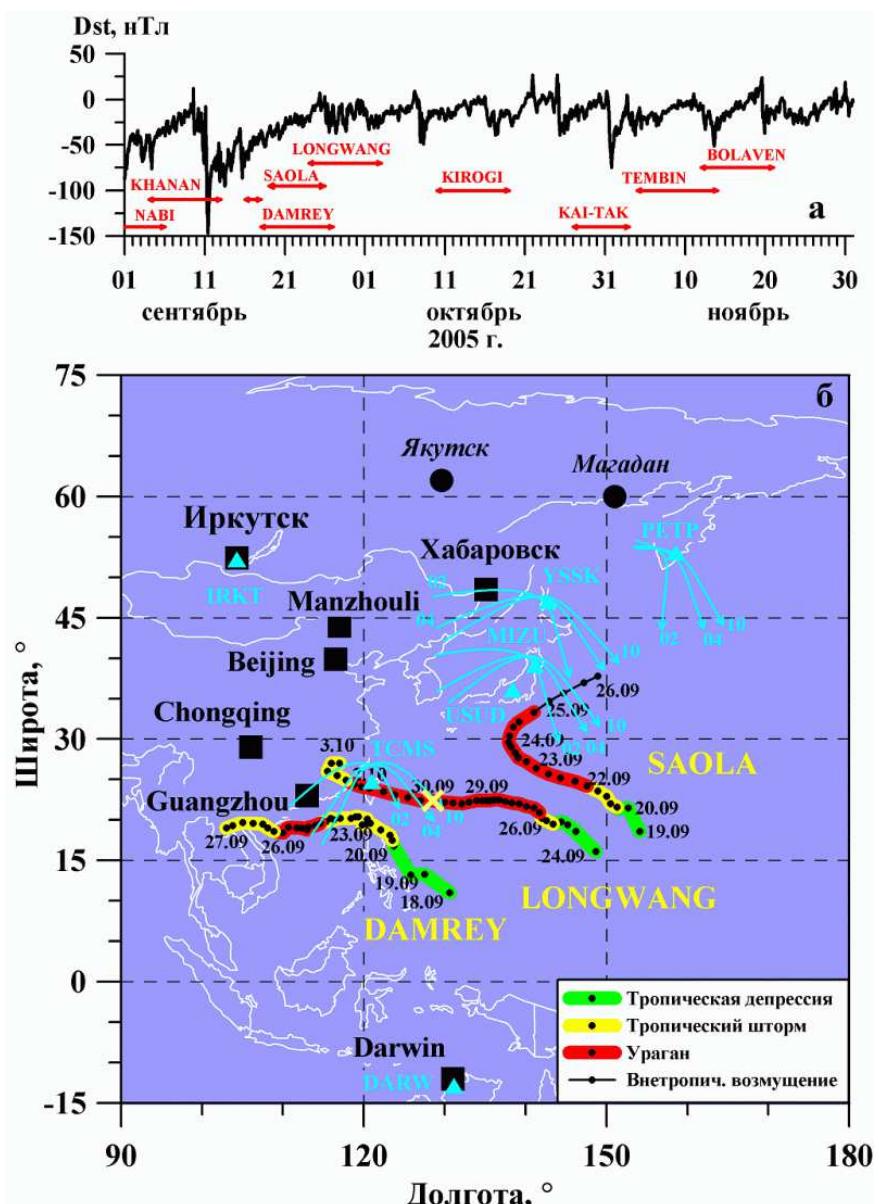


Рисунок 4.22 – Индекс Dst (а) и геометрия измерений (б) в сентябре-ноябре 2005 г. Отмечено время действия ТЦ (а). Показаны траектории движения тропических циклонов DAMREY, SAOLA, LONGWANG (б).

Таблица 4.1 – Тропические циклоны, действовавшие в северо-западной части Тихого океана в сентябре-ноябре 2005 г.

Название циклона	Время действия	Период в стадии урагана	Минимальное давление, мбар	Максимальная скорость ветра, м/с
NABI	29.08-06.09	01.09-05.09	*	*
KHANAN	04.09-13.09	08.09-11.09	945	60
VICENTE	16.09-18.09	–	*	*
DAMREY	18.09-27.09	24.09-26.09	955	44
SAOLA	19.09-26.09	22.09-25.09	950	46
LONGWANG	24.09-03.10	27.09-02.10	930	68
KIROGI	10.10-19.10	11.10-18.10	*	*
KAI-TAK	27.10-03.11	30.10-01.11	950	46
TEMBIN	04.11-14.11	–	1000	23
BOLAVEN	12.11-21.11	17.11-18.11	975	38

* – нет данных

На рисунке 4.22б показаны траектории движения тропических циклонов DAMREY, SAOLA, LONGWANG в сентябре 2005 г. Точками на траекториях обозначены положения центра циклона в 00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UT. Цветом выделены основные стадии, которые проходит в своем развитии циклон согласно международной классификации [160]: тропическая депрессия (скорость ветра в циклоне $V \approx 15-18$ м/с), тропический шторм и сильный тропический шторм ($V \approx 18-33$ м/с), ураган ($V > 33$ м/с), внетропическое возмущение ($V < 15$ м/с).

Для поиска эффектов в верхней атмосфере, связанных с действием тропических циклонов, использовались данные вертикального и GPS-зондирования ионосферы в Восточносибирском и Дальневосточном регионах [179, 180]. Треугольниками на рисунке 4.22б отмечено положение приемников GPS (URL: <http://sopac.ucsd.edu>), по двухчастотным фазовым измерениям которых получены вариации ПЭС в ионосфере. Для анализа данных GPS-приемников выбирались непрерывные ряды вариаций ПЭС $I(t)$ длительностью 2.3 ч. Исходные ряды "наклонного" ПЭС приводились к эквивалентному "вертикальному" значению и подвергались фильтрации в диапазоне периодов 20-90 мин (возмущения близких периодов наблюдались на ионозондах – см. ниже).

Измерения ионосферных параметров (критическая частота f_0F2 слоя F2, действующая высота h_mF2 максимума ионизации, действующая высота $h'F$ основания слоя F) были получены на Иркутском дигизонде ИСЗФ СО РАН, Хабаровской ионосферной станции ИКИР ДВО РАН, а также на ряде станций вертикального зондирования (ВЗ) ионосферы в Китае (URL: <http://www.swpc.noaa.gov/ftpmenu/lists>) и Австралии (URL: <http://www.wdc.rl.ac.uk/wdcc1/ionosondes>). Список станций и перечень полученных на них ионосферных параметров (с указанием интервала наблюдения, временного разрешения данных ΔT , удаленности R станции от зоны действия циклонов, источника информации) приведены в Таблице 4.2. Положение станций ВЗ отмечено квадратами на рисунке 4.22б. Удаленность пункта ВЗ от зоны действия циклонов оценивалась по расстоянию между ионозондом и условно выбранной точкой с координатами (22.4°N, 128.5°E), расположенной примерно в центре зоны циклонической активности. Условная точка находится на траектории циклона LONGWANG (30.09.2005, 18:00 UT) и отмечена крестом на рисунке 4.22б. Согласно теоретическим и экспериментальным оценкам, скорость распространения ВАВ в атмосфере меняется в пределах 200-1000 м/с в зависимости от высоты [4]. Для среднего в диапазоне высот 0-300 км значения скорости $V \approx 400$ м/с время прохождения ВАВ от условной точки до ионосферных станций варьируется от 1.1 ч (станция Guangzhou) до 2.7 ч (станция Иркутск).

Анализ ионосферных параметров проводился с помощью одночастотного алгоритма поиска периодичностей для временных рядов, разработанного в ИСЗФ СО РАН [60]. Алгоритм позволяет определить условную амплитуду квазипериодических составляющих исходного

временного ряда в определенном диапазоне периодов. Амплитуда характеризует интенсивность гармоники с периодом T_i . В результате расчетов получается амплитудный спектр на заданной сетке периодов. Алгоритм имеет также режим обработки со скользящим окном. В данном режиме на интервале времени определенной длины (во временном окне) рассчитывается интенсивность конкретной гармоники (например, гармоники с $T = 2.5$ ч). Полученное значение амплитуды относится к моменту, соответствующему середине временного окна. Операция повторяется при сдвиге временного окна на заданный шаг по времени. Таким образом получается распределение интенсивности конкретной гармоники в течение всего интервала наблюдений. Гармонический анализ данных ионозондов проводился с помощью скользящего временного окна длиной 10 ч и сдвигом 1 ч. Учитывая временное разрешение данных (Таблица 4.2), для Иркутского дигизонда удалось получить распределения амплитуд гармоник с периодами 1, 1.5, 2, … 6 ч, а для станций Хабаровск и Darwin – с периодами 4 и 6 ч.

Таблица 4.2 – Станции вертикального зондирования и ионосферные параметры

Станция	Ионосферные параметры	Интервал наблюдений	ΔT , мин	R, км	Источник данных
Иркутск	f_0F2 , h_mF2 , $h'F$	01.09-30.09 01.10-30.11	5 15	3921	Дигизонд DPS-4 ИСЗФ СО РАН
Хабаровск	f_0F2 , h_mF2 , $h'F$	15.09-30.09	60	2960	Хабаровская ионосферная станция ИКИР ДВО РАН
Manzhouli	f_0F2	15.09-30.09	60	2623	(URL: http://www.swpc.noaa.gov)
Beijing	f_0F2	15.09-30.09	60	2247	(URL: http://www.swpc.noaa.gov)
Chongqing	f_0F2	15.09-30.09	60	2366	(URL: http://www.swpc.noaa.gov)
Guangzhou	f_0F2	15.09-30.09	60	1570	(URL: http://www.swpc.noaa.gov)
Darwin	f_0F2 , $h'F$	15.09-30.09	60	3866	(URL: http://www.wdc.rl.ac.uk/wdcc1)

4.4.2. Вариации ПЭС в период действия ТЦ DAMREY, SAOLA, LONGWANG (сентябрь 2005 г., Тихий океан)

В период с 20 сентября по 03 октября 2005 г. на записях вариаций ПЭС, относящихся к ночным часам местного времени, выделены волновые возмущения, амплитуда которых превышала уровень фоновых флюктуаций ПЭС [179]. На рисунке 4.23 приведены примеры отфильтрованных вариаций ПЭС dI, полученных в ночное время на станциях TCMS и YSSK (спутники GPS PRN02, PRN04, PRN10). Стрелками на рисунке 4.22б показаны траектории ионосферных точек спутников PRN02, PRN04, PRN10 в период 14:00-20:00 UT 30 сентября 2005 г. (цифрами обозначены номера спутников GPS).

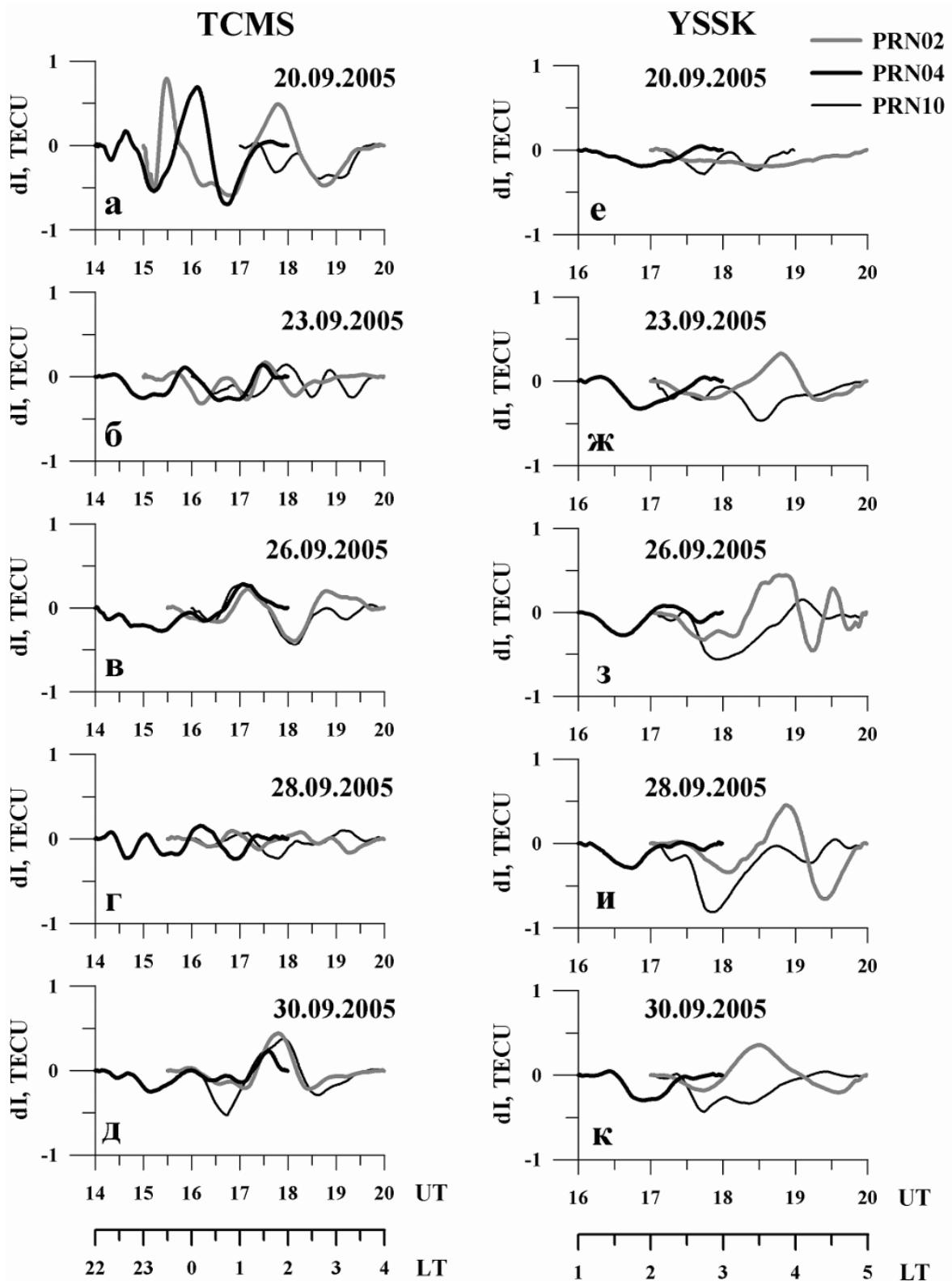


Рисунок 4.23 – Отфильтрованные вариации ПЭС, полученные на станциях TCMS и YSSK для спутников GPS PRN02, PRN04, PRN10. Внизу нанесены шкалы местного времени LT.

В течение 14 исследовавшихся дней на станциях, расположенных близко к траекториям тропических циклонов (TCMS, USUD, MIZU), наблюдалось усиление интенсивности возмущений ПЭС с временным масштабом 60-90 мин (Рисунок 4.23а-д). Амплитуда этих возмущений (0.2-0.7 TECU) превышала уровень фоновых флюктуаций ПЭС (0.06 TECU) для данного диапазона периодов [13] более, чем в 2 раза.

На каждой станции в определенные моменты времени наблюдалось периодическое увеличение (например, 20-21.09.2005, 25-27.09.2005, 29.09-01.10.205 на станции TCMS, Рисунок 4.23, а также 28.09.2005, 02-03.10.2005 на станциях USUD, MIZU) и уменьшение амплитуды колебаний ПЭС (например, 23.09.2005, 28.09.2005 на станции TCMS, Рисунок 4.23, а также 21.09.2005, 23.09.2005 на станциях USUD, MIZU). Как правило, увеличение амплитуды регистрировалось, когда вблизи станции действовал циклон, достигший стадии урагана. На станциях, более удаленных от траекторий циклонов (станция YSSK, Рисунок 4.23), в целом, наблюдалась сходная картина поведения ПЭС. Однако, как правило, интенсивные возмущения на таких станциях регистрировались через 1-2 дня: на станции YSSK заметные возмущения ПЭС появились 21 сентября, на станции PETP – 22 сентября.

4.4.3. Вариации параметров слоя F2 в период действия ТЦ DAMREY, SAOLA, LONGWANG (сентябрь 2005 г., Тихий океан)

Для контроля геомагнитной обстановки на рисунке 4.24а показаны вариации индекса Dst. Стрелками отмечено время действия циклонов в северо-западной части Тихого океана (толстым выделены периоды, когда циклоны находились в стадии ураганов).

Нам удалось найти и проанализировать данные о вариациях f_0F2 в период 18-30 сентября 2005 г. на четырех ионосферных станциях (Guangzhou, Chongqing, Beijing, Manzhouli), расположенных в Китае (Таблица 4.2, Рисунок 4.22б). На рисунке 4.24б представлены отклонения Δf_0F2 критической частоты от медианы на станции Guangzhou, расположенной наиболее близко к зоне действия циклонов. На станции наблюдаются заметные отклонения f_0F2 от медианных значений 19-27 сентября. Этот период соответствует времени действия циклона DAMREY, траектория которого проходила на расстоянии около 430 км от станции Guangzhou. Отклонения критической частоты носят характер планетарной волны с периодом около 6 суток (20-21 сентября фаза положительных отклонений, 22-24 сентября – отрицательных, 25-26 сентября – снова положительных). Появление волны совпадает с временем зарождения циклона. Максимальные отклонения критической частоты наблюдаются 25 сентября в момент наивысшего развития ТЦ DAMREY, когда скорость V ветра в циклоне,

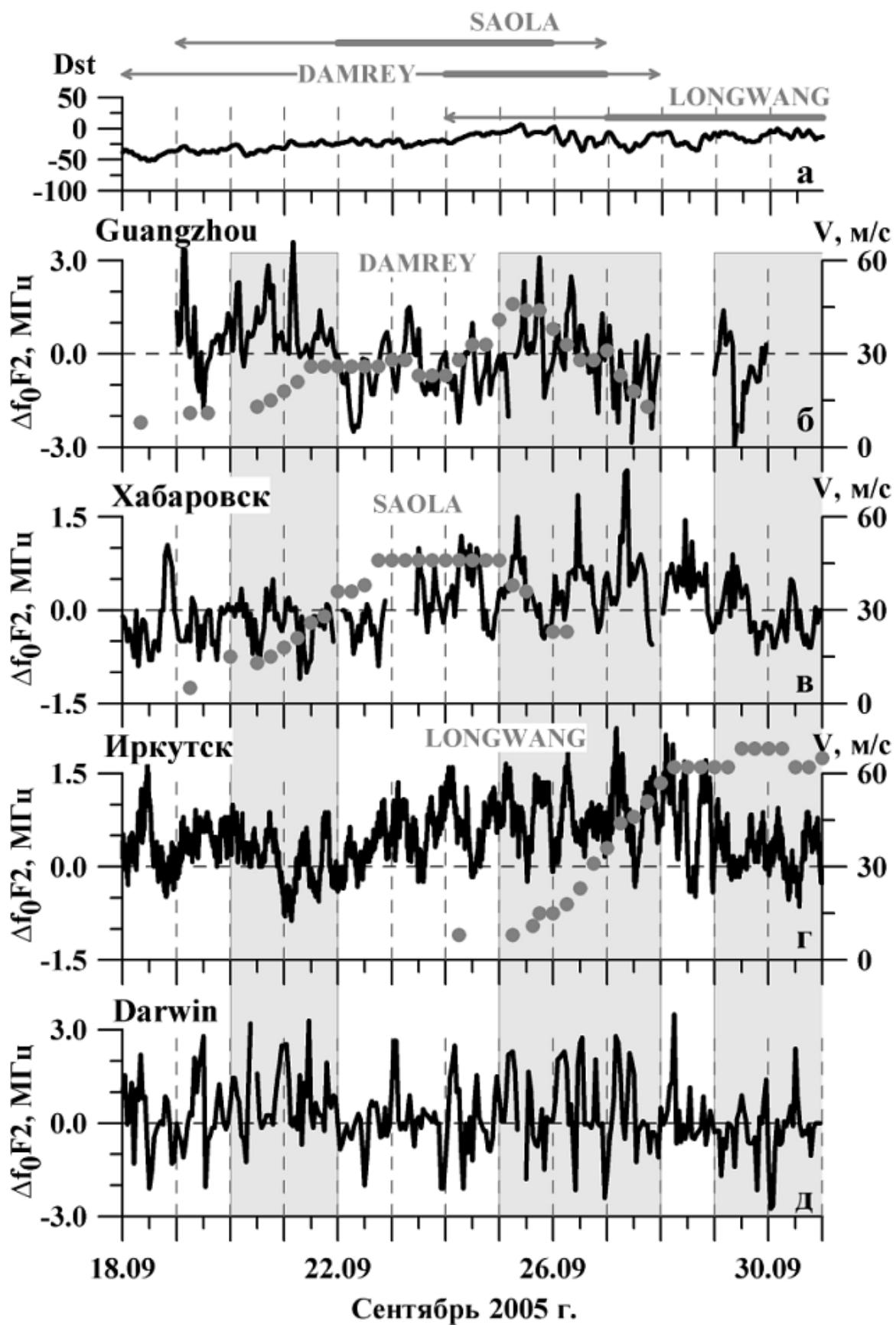


Рисунок 4.24 – Вариации геофизических параметров 18-30 сентября 2005 г.: индекс Dst (а); отклонения критических частот от медианы на станциях Guangzhou (б), Хабаровск (в), Иркутск (г), Darwin (д); скорость ветра в циклонах DAMREY (б, точки), SAOLA (в, точки), LONGWANG (г, точки). Стрелками на панели (а) отмечено время действия ТЦ, толстым выделены стадии ураганов для ТЦ.

достигала 44 м/с (Рисунок 4.24б), а давление в центре циклона падало до минимального значения 955 мбар. Аналогичная картина, но менее выраженная, наблюдалась на станции Chongqing, удаленной от траектории циклона на 1045 км. На станциях Beijing и Manzhouli, расположенных гораздо севернее, в вариациях f_0F2 25-27 сентября удалось выделить лишь небольшое увеличение положительных отклонений f_0F2 от медианы.

В период 24-28 сентября зарегистрировано увеличение f_0F2 относительно медианы на Хабаровской ионосферной станции (Рисунок 4.24б). Это увеличение произошло в спокойных геомагнитных условиях, однако имеет амплитуду, сравнимую с возмущением, наблюдавшимся в начале сентября 2005 г. во время магнитной бури. Станция Хабаровск оказалась наиболее близко расположенной к траектории циклона SAOLA (наименьшее расстояние до траектории 1760 км). В Хабаровске также, как в Guangzhou, в момент максимальной скорости ветра и минимального давления в центральной части циклона начинается увеличение положительных отклонений f_0F2 (Рисунок 4.24а,б).

Одновременно с увеличением f_0F2 на Хабаровской станции обнаружены колебания в вариациях $h'F$ в период 25-28 сентября, которые обычно в спокойных условиях не регистрируются. Гармонический анализ показал усиление интенсивности гармоник с периодами 4 и 6 ч в вариациях f_0F2 и $h'F$ над Хабаровском 25-28 сентября (Рисунок 4.25а,б).

Для Иркутского ионозонда у нас имелся наиболее полный набор измерений ионосферных параметров (f_0F2 , h_mF2 , $h'F$) с хорошим временным разрешением (5 мин). Для всех трех параметров были построены отклонения от медианы в течение сентября 2005 г. На рисунке 4.24в приведены отклонения Δf_0F2 критической частоты для периода 18-30 сентября. В период 24-28 сентября над Иркутском увеличились положительные отклонения f_0F2 от медианы, также, как на станции в Хабаровске (Рисунок 4.24б,в). Аналогичные изменения наблюдались в вариациях $h'F$, в то время как заметных отклонений h_mF2 от медианы выделить не удалось.

В результате гармонического анализа данных Иркутского ионозонда получены распределения амплитуд гармоник с периодами 1, 1.5, 2, ... 6 ч в вариациях f_0F2 , h_mF2 , $h'F$ в сентябре 2005 г. [180]. На рисунке 4.25в-д приведены распределения амплитуды колебаний с периодом 3.5 ч для указанных параметров в период 18-30 сентября. Данные распределения являются типичными и отражают поведение других гармоник. В спокойных геомагнитных условиях зарегистрировано усиление интенсивности колебаний в вариациях f_0F2 (Рисунок 4.25в) и $h'F$ (Рисунок 4.25д). Интересно отметить, что в вариациях $h'F$ максимальный рост интенсивности колебаний наблюдается примерно на сутки позже, чем

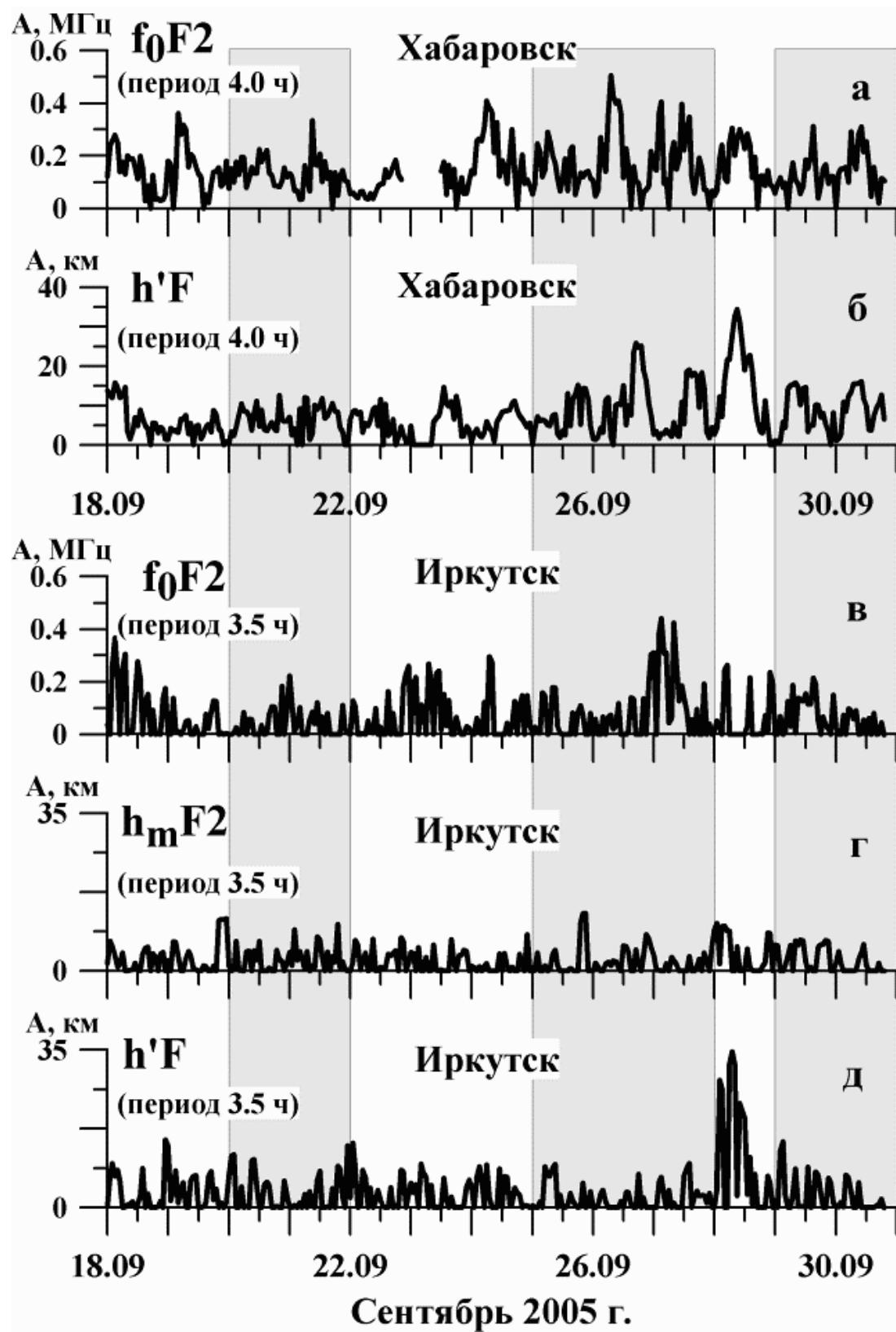


Рисунок 4.25 – Распределения интенсивности колебаний f_0F2 , $h'F$, h_mF2 с периодами 4 ч в Хабаровске (а, б) и 3.5 ч в Иркутске (в-д) 18-30 сентября 2005 г. Серым цветом выделены периоды, когда на станции TCMS регистрировалось усиление колебаний ПЭС.

в вариациях f_0F2 . Аналогичная картина характерна и для станции Хабаровск. В поведении высоты максимума F-слоя h_mF2 рост интенсивности колебаний во время действия циклонов практически отсутствует (Рисунок 4.25г).

На станции Darwin, расположенной в южном полушарии (Таблица 4.2, Рисунок 4.22б), в периоды 17-21 и 24-28 сентября наблюдалось существенное превышение f_0F2 над медианными значениями (Рисунок 4.24д). Примерно в эти же моменты времени (19-20 и 25-27 сентября) в вариациях f_0F2 и $h'F$ наблюдалось усиление колебаний с периодами 4 и 6 ч.

Таким образом в конце сентября 2005 г. почти на всех рассматривавшихся ионосферных станциях зарегистрировано характерное увеличение критической частоты и нижней границы F-слоя. Одновременно в вариациях этих параметров наблюдалось усиление интенсивности колебаний с периодами от 1.5 до 6 ч. Для сравнения данных вертикального и GPS-зондирования ионосферы на рисунках 4.24, 4.25 серым цветом выделены периоды, когда на GPS-станции TCMS регистрировалось усиление колебаний ПЭС. Видно, что регистрируемые возмущения ПЭС в пункте TCMS хорошо коррелируют с возмущениями критической частоты слоя F2 на близлежащей ионосферной станции Guangzhou (Рисунок 4.24б). 25-27 сентября рост интенсивности колебаний ПЭС совпадает также с возмущениями f_0F2 (увеличение отклонения от медианы, усиление интенсивности колебаний с периодами от 1.5 до 6 ч.) на станциях Хабаровск и Иркутск. Спокойная гелиогеомагнитная обстановка дает основания считать, что эти явления связаны с действием тропических циклонов DAMREY, SAOLA, LONGWANG.

4.4.4. Вариации ионосферных параметров в октябре-ноябре 2005 г.

На рисунке 4.26 в качестве примера показаны распределения интенсивности колебаний $h'F$ с периодами 3.5 ч (Иркутский дигизонд) и 4 ч (станция Darwin) в октябре-ноябре 2005 г. [180]. В вариациях f_0F2 , h_mF2 , $h'F$ над Иркутском 7-8 октября, 16-17 октября, 23-25 октября, 31 октября наблюдалось усиление интенсивности колебаний во всем исследовавшемся диапазоне периодов от 1 до 6 ч, связанное, вероятнее всего, со слабыми возмущениями геомагнитного поля (Рисунок 4.26а). В период действия циклона KIROGI (10-12 октября) можно выделить небольшое усиление интенсивности гармоник с периодами 2.0-3.5 ч в вариациях h_mF2 и гармоник с периодами 2-5 ч в вариациях f_0F2 и $h'F$ (Рисунок 4.26а), не связанное с геомагнитной активностью.

В ноябре над Иркутском можно выделить два периода (17-19 ноября и 23-27 ноября), в течение которых зарегистрирован рост интенсивности колебаний f_0F2 , h_mF2 , $h'F$,

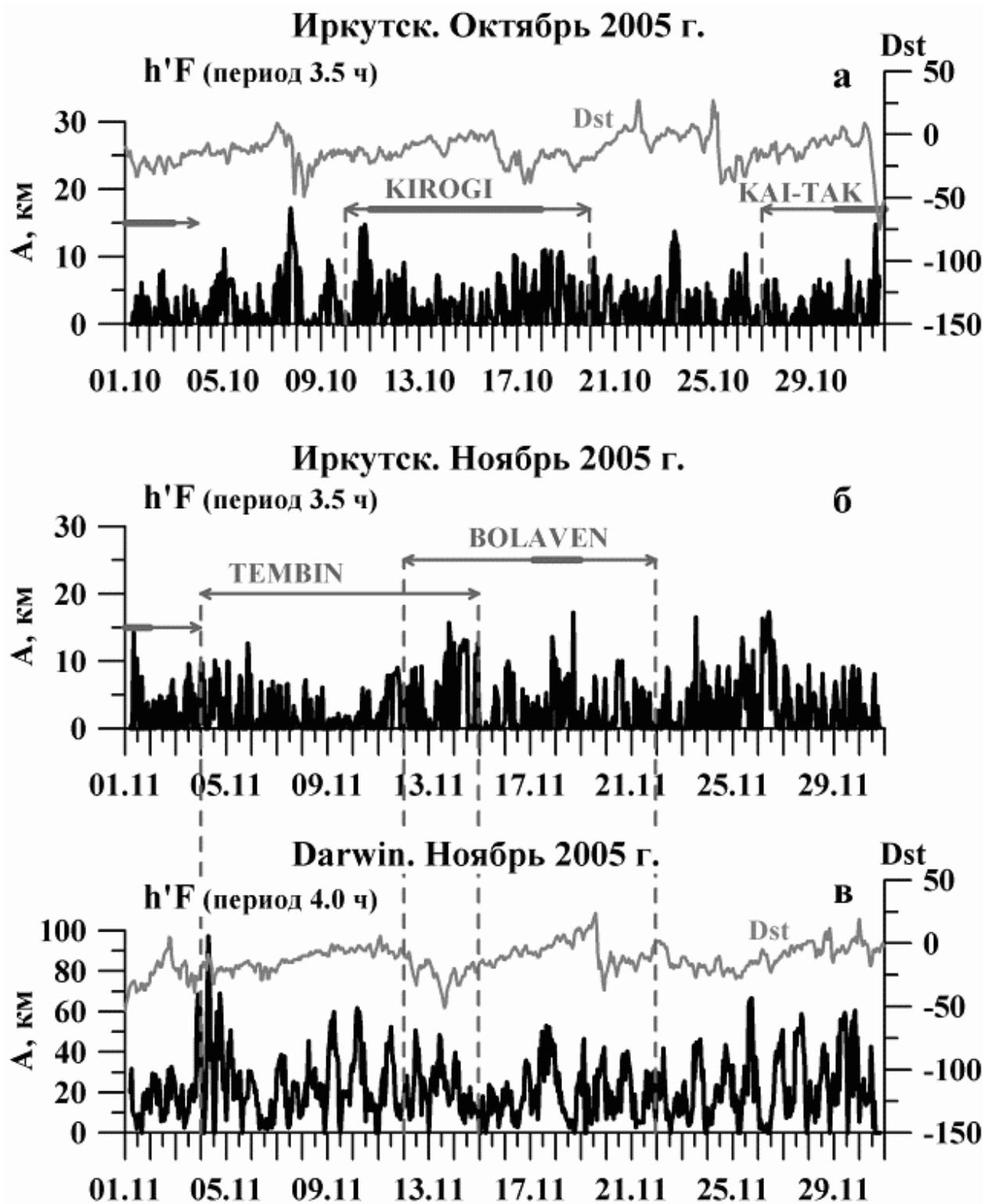


Рисунок 4.26 – Распределения интенсивности колебаний $h'F$ с периодами 3.5 ч (Иркутск) и 4 ч (Darwin) в октябре-ноябре 2005 г. Вариации индекса Dst и время действия ТЦ в октябре (а). Вариации индекса Dst (в) и время действия ТЦ (б) в ноябре.

не связанный с геомагнитной активностью: 17-19 ноября (во время циклона BOLAVEN) и 23-27 ноября (в отсутствие как геомагнитных возмущений так и ТЦ). Аналогичная картина наблюдалась на станции Darwin: периоды 11-18 ноября и 24-30 ноября характеризуются появлением аномальных значений $h'F$, а также усилением колебаний с периодами 4 и 6 ч в вариациях $h'F$ и f_0F2 . Возмущения параметров, зарегистрированные на станциях Иркутск и Darwin в период 24-30 ноября не имеют явного источника. Возможно, они связаны с проникновением на высоты F-области ионосферы планетарных волн, генератором которых могли быть ТЦ.

Полученные нами результаты согласуются с результатами анализа временных вариаций максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) сигналов наклонного зондирования вдоль среднеширотной односкачковой трассы Магадан-Иркутск в ноябре 2005 г, представленными в работе [162]. Геометрия трассы такова, что область, от которой происходит отражение радиосигнала, расположена в районе г. Якутска (Рисунок 4.22б). Авторы [162] зарегистрировали рост энергетики колебаний МНЧ с периодом 2 ч 17-18 ноября 2005 г.

Таким образом, в октябре-ноябре 2005 г. отклик области F на ТЦ выражен существенно слабее, чем в сентябре. Усиления интенсивности, не связанные с геомагнитными возмущениями, наблюдаются лишь для отдельных гармоник в вариациях f_0F2 , h_mF2 , $h'F$. Реакция параметров F-слоя ионосферы на отдельно действующий циклон регистрируется в достаточной близости (на расстояниях до 2000 км) от траектории циклона. Несколько одновременно действующих мощных циклонов могут формировать возмущенную обстановку в атмосфере, воздействие которой на F-область окажется более интенсивным и может быть обнаружено на расстояниях до 3000-4000 км.

4.5. Выводы к главе 4

В главе представлены результаты исследований отклика ионосферы на тропические циклоны по данным зондирования сигналами спутниковой радионавигационной системы GPS и данным вертикального зондирования.

Выделены особенности изучения влияния тропических циклонов на ионосферу. Регистрация слабых откликов ионосферы на тропические циклоны требует тщательного учета геофизической обстановки. Основными факторами, маскирующими эффекты тропосферных возмущений в верхней ионосфере, являются геомагнитные бури, экваториальная аномалия ионизации, солнечные вспышки, солнечный терминатор. Регистрация и идентификация откликов ионосферы на тропические циклоны возможны в спокойной гелиогеофизической

обстановке вочные часы местного времени, когда фоновые пространственно-временные вариации ПЭС характеризуются слабой изменчивостью. При изучении откликов ионосферы на ТЦ особое внимание следует уделять поиску усиления интенсивности колебаний различных временных масштабов в вариациях ионосферных параметров. Для уверенной идентификации отклика ионосферы на тропический циклон необходим сравнительный анализ поведения ионосферных и метеорологических параметров в исследуемом регионе. Предложена методика сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров, построенными по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis. Показана перспективность данной методики при идентификации ионосферных возмущений, обусловленных воздействием ТЦ.

С помощью разработанных методов исследованы вариации ионосферных параметров во время тропических циклонов, действовавших в августе-ноябре 2005 г. вблизи атлантического побережья США (ТЦ KATRINA, RITA, WILMA) и в северо-западной части Тихого океана (ТЦ DAMREY, SAOLA, LONGWANG, KIROGI, TEMBIN, BOLAVEN). Над зонами действия тропических циклонов в спокойной геофизической обстановке наблюдалось усиление интенсивности колебаний ПЭС в диапазонах периодов 02-20, 20-60, 60-90 мин. Характер поведения и пространственное распределение зарегистрированных возмущений ПЭС свидетельствуют о том, что над траекторией циклона на высотах ионосферы существует область неоднородностей ионосферной плазмы. Область формируется, когда циклон достигает стадии урагана, имеет горизонтальную протяженность около 2000 км и перемещается вслед за движением циклона. Амплитуда длиннопериодных (20-60 мин) колебаний ПЭС возрастет сильнее амплитуды короткопериодных (02-20 мин) возмущений. Длиннопериодные колебания охватывают большую территорию, чем возмущения с малыми периодами.

По данным вертикального и GPS-зондирования ионосферы в Восточносибирском и Дальневосточном регионах выявлены возмущения, которые с наибольшей вероятностью могут быть связаны с циклонической активностью в северо-западной части Тихого океана в сентябре-ноябре 2005 г. Возмущения проявлялись в существенном отклонении критической частоты f_0F2 и высоты $h'F$ основания слоя F2 от медианных значений, усилении интенсивности колебаний f_0F2 и $h'F$ с периодами 1.5-6 ч, усилении интенсивности колебаний ПЭС с периодами 60-90 мин. В большинстве случаев возмущения ионосферных параметров совпадали с максимальными фазами развития ТЦ, действовавших у тихоокеанского побережья Азии.

На амплитуду ионосферного отклика на ТЦ оказывают влияние мощность циклона, характер высотного распределения метеорологических параметров (температура, давление, скорость ветра) над зоной действия ТЦ, другие ТЦ, действующие в регионе. Показано, что ТЦ KATRINA, оказавший более сильное воздействие на ионосферу, чем ТЦ RITA и WILMA, имел

большую протяженность по высоте. Совместное действие нескольких мощных тропических циклонов (как в случае с ТЦ DAMREY, SAOLA, LONGWANG) может оказывать более интенсивное воздействие на ионосферу, чем отдельный циклон; такое воздействие может быть обнаружено на расстояниях до 3000-4000 км.

Опыт применения GPS для исследования ионосферных откликов на ТЦ подтвердил высокую чувствительность системы при регистрации слабых ионосферных возмущений.

Результаты полученные в настоящее главе опубликованы в [168, 169, 173-175, 177-180].

Глава 5. Отклик ионосферы на землетрясения

Возникающие вследствие землетрясения смещения земной поверхности возбуждают в атмосфере внутренние волны, амплитуда которых при распространении вверх существенно растет с высотой из-за уменьшения плотности атмосферного газа. При благоприятных условиях такие волны могут достигать высот ионосферы (100-400 км) и вызывать возмущения ионосферной плазмы, вследствие взаимодействия нейтральной и заряженной компонент. Наиболее часто внутренние атмосферные волны проявляются в ионосфере в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Источником ионосферных возмущений может быть как сам основной толчок, значительная доля энергии которого сосредоточена в ударно-акустической волне (УАВ), так и распространяющиеся сейсмические поверхностные волны Рэлея.

ПИВ, вызванные крупными землетрясениями в различных регионах, регистрировались неоднократно: на Аляске (28.03.1964, магнитуда $Mw=8.5$) [181], в Перу (23.06.2001, $Mw=8.4$) [182, 183], в Японии (25.09.2003, $Mw=8.3$) [176, 183-185], у острова Суматра (26.12.2004, $Mw=9.0$) [183, 186, 187], вблизи Курильских островов (15.11.2006, $Mw=8.3$; 13.01.2007, $Mw=8.1$) [188-190]. Чаще всего ионосферный отклик регистрируется вблизи эпицентра землетрясения через 10-15 мин после основного толчка. Периоды ПИВ варьируются в пределах 190-600 с. В ряде случаев отклик имеет N-образную форму, которая соответствует классической форме ударной акустической волны (волны сжатия-разряжения) [176, 184-186, 188]. Авторы [176, 185] показали, что ионосферное возмущение, вызванное мощным землетрясением 25 сентября 2003 г. вблизи о. Хоккайдо, представляло собой кольцевую волну, расходящуюся от эпицентра.

С помощью приемников GPS отклик ионосферы на землетрясение впервые был зарегистрирован авторами [31]: через 10-30 минут после землетрясения в Калифорнии 17 января 1994 г. ($Mw = 6.7$) на временных рядах ПЭС наблюдался аномальный сигнал в диапазоне периодов 3-10 мин, фазовая скорость распространения зарегистрированного возмущения составила 300-600 м/с. Современные работы в этом направлении ориентированы на развитие технологий 2D и 3D-картирования сейсмических волн в атмосфере, на основе использования возможностей плотных сетей GPS-приемников в США, Японии, Европе [183, 189, 191, 192]. Данные технологии позволяют получать изображения и проводить анализ волнового поля возмущений над зоной землетрясения, а также детектировать слабые отклики ионосферы на цунами, образующиеся в результате землетрясений.

В ИСЗФ СО РАН исследования откликов ионосферы на крупные землетрясения с помощью сигналов GPS ведутся с 2000 г. [66, 70, 71, 185, 188, 193-196]. При участии автора проведены первые регистрации откликов ионосферы на 4 сильных землетрясения, произошедших в 1999-2001 гг. [66, 194]. К настоящему времени исследовательской группой ИСЗФ СО РАН выполнен анализ вариаций ПЭС для более чем 10 крупных ($M_w > 7$) землетрясений периода 1994-2011 гг. Методы, реализованные в аппаратно-программном комплексе GLOBDET (п. 2.2), обеспечили возможность не только регистрировать ПИВ, вызванные землетрясением и рассчитывать их горизонтальную скорость, но позволили также определять полный вектор скорости ПИВ и оценивать положение их источника. К наиболее интересным результатам можно отнести следующее:

- установлено, что независимо от источника УАВ (землетрясение, взрыв, запуск космического аппарата) возмущение ПЭС носит характер, соответствующий классической форме ударной волны, с периодом 120–360 с и амплитудой, превышающей уровень фоновых флуктуаций в умеренных геомагнитных условиях в 2-5 раз [66, 194];
- показано, что рассчитанное положение источника ПИВ в горизонтальной плоскости приближенно соответствует эпицентру землетрясения, а точность определения положения источника зависит от метода расчетов: в приближении плоского фронта ПИВ (алгоритмы D1-GPS, SADM-GPS, п. 2.2.3) точность составляет около 250 км, с учетом сферичности волнового фронта (концепция ФАР-GPS) – 60-90 км, а при совместном использовании концепции ФАР-GPS и модели определений ПЭС (гл. 2) – около 11 км [193];
- получено экспериментальное подтверждение теоретических моделей, согласно которым акустическое возмущение от землетрясения перемещается в узком конусе зенитных углов до высот ионосферы, а затем в форме сферической волны расходится с радиальной скоростью, близкой к скорости звука на этих высотах [71, 185];
- обнаружен "запаздывающий" отклик ионосферы, который представляет собой квазипериодические вариации ПЭС с периодом около 15 мин, зарегистрированные на расстояниях 1000-5000 км от эпицентра землетрясения у о. Суматра 26 декабря 2004 г. ($M_w=9.0$) спустя 2-6 часов после основного толчка [186];
- зарегистрировано двухмодовое распространение сейсмического ПИВ после землетрясения вблизи Курильских островов 4 октября 1994 г. ($M_w = 8.3$): начиная с расстояния 600-700 км от эпицентра, возмущение разделилось на две составляющие, которые в дальнейшем распространялись с разными скоростями: ~3 км/с ("быстрая" мода) и ~600 м/с ("медленная" мода) [188].

География регистрации ионосферных откликов на землетрясения, выполненных различными исследователями, охватывает все основные зоны повышенной сейсмической

активности: Аляска, Курильские и Японские острова, Индонезия, Калифорния, Мексика, Перу, Турция. Исключение составляет Байкальская рифтовая система (БРС). Несмотря на то, что БРС является одним из наиболее сейсмически активных регионов земного шара, а ионосферные исследования с помощью различных методов (вертикальное и наклонное зондирование, некогерентное рассеяние радиоволн, GPS-зондирование) ведутся здесь уже более 50 лет, в литературе практически нет сообщений о регистрации ПИВ, связанных с сильными землетрясениями в Прибайкалье. Для восполнения пробела в диссертации проведено изучение поведения ПЭС во время Култукского землетрясения (27.08.2008, $M_w=6.3$), которое произошло у южной оконечности озера Байкал (п. 5.4). Однако, заметных возмущений ПЭС, обусловленных главным толчком и афтершоками, выявлено не было. Анализ показал, что наиболее вероятной причиной отсутствия отклика в ионосфере является малая магнитуда Култукского землетрясения (п. 5.4). Это послужило основанием для исследования поведения ПЭС во время землетрясений различной интенсивности. Результаты данного исследования представлены в настоящей главе.

Изучение отклика ионосферы на землетрясения различной интенсивности проводилось одними и теми же программами комплекса GLOBBDET по единой методике с использованием вариаций ПЭС, рассчитанных по данным двухчастотных фазовых измерений приемников GPS, располагавшихся вблизи эпицентров. Для выделения возмущений, вызванных землетрясениями, ряды ПЭС подвергались сглаживанию с временным окном 1-2 мин (для удаления высокочастотных колебаний) и удалению линейного тренда с временным окном 10-20 мин. Вариации ПЭС в день землетрясения сравнивались с поведением ПЭС в предыдущий и последующий дни. Динамические характеристики зарегистрированных ПИВ рассчитывались с помощью методов D1-GPS и SADM-GPS (п. 2.2.3).

5.1. Характеристики и классификация землетрясений

Магнитуда, энергетический класс, балльность. Землетрясением называют подземные толчки и колебания поверхности Земли, вызванные естественными (тектоническими процессами), или искусственными причинами (взрывы, заполнение водохранилищ, обрушение подземных полостей горных выработок). В качестве характеристик интенсивности землетрясений используются магнитуда (M_w), энергетический класс (К), балльность.

Магнитуда – наиболее употребительный в международной практике количественный показатель силы землетрясений. Магнитуда является условной мерой энергии, выделившейся из очага землетрясения в виде сейсмических волн (URL: <http://www.seis-bykl.ru>). Наиболее сильные зарегистрированные землетрясения имеют $M_w=9$. Колебания почвы при

землетрясениях с магнитудами, различающимися на единицу, отличаются по амплитудам сейсмических волн не менее, чем в 10 раз. Энергия землетрясения Е связана с магнитудой М соотношением [197]:

$$\lg E = a_1 + b_1 M_w \quad (5.1)$$

Для коэффициентов a_1 и b_1 даются различные значения, но наиболее подходящими считаются: $a_1 \approx 4$, $b_1 \approx 1.6$. Величина $K = \lg E$ называется энергетическим классом землетрясения. Этот параметр употребляется в России. Величина K может достигать значений 18-20. В Байкальском регионе для пересчета магнитуд в значения энергетических классов K принятые формулы Т.Г. Раутиан (URL: <http://www.seis-bykl.ru>):

$$K = 4 + 1.8M_w, \text{ при } K \leq 14 \quad (5.2)$$

$$K = 8.1 + 1.16M_w, \text{ при } K > 14$$

Балльность - характеристика силы землетрясения, устанавливаемая только при ощутимых подземных толчках в каждом конкретном пункте на поверхности Земли по описательной (не инструментальной) шкале (Шкала MSK-64) (URL: <http://www.seis-bykl.ru>). Балльность зависит не только от интенсивности сейсмических волн, излученных из очага, но и от расстояния до эпицентра, глубины очага, местоположения пункта, где проводятся наблюдения, грунтовых особенностей в этом пункте и типа строений.

Механизм очага. Одним из важнейших параметров, характеризующих землетрясение является механизм очага (фокальный механизм). Фокальный механизм отражает характер подвижек в очаге землетрясения, пространственную ориентацию осей главных напряжений и плоскостей разрывов (URL: <http://www.seis-bykl.ru>). Одним из методов для определения механизма очага служит интерпретация картины полярности первых вступлений объемных сейсмических волн. Чаще всего используют знаки первых вступлений продольных Р-волн. Эти волны отвечают за объемную деформацию среды: сжатие и растяжение. На сейсмическую станцию волны могут приходить с разными знаками: "+" (сжатие, первое вступление идет верх) или "-" (растяжение, первое вступление идет вниз). Установлено, что на станциях, расположенных по разные стороны от эпицентра землетрясения (в разных азимутах), первые вступления на сейсмограммах имеют разные знаки и подчиняются определенной закономерности (URL: <http://www.seis-bykl.ru>). В распределении первых вступлений противоположного знака, как правило, можно провести две перпендикулярные линии (нодальные линии), отделяющие области растяжения от областей сжатия. При этом амплитуда первых вступлений меньше на станциях, расположенных ближе к нодальной линии. Таким образом, нодальные линии образуют четыре квадранта: соседние квадранты имеют разные знаки вступлений, а противоположные – одинаковые. Наблюдаемая картина распределения

первых вступлений хорошо объясняется теоретической моделью очага в виде двойного диполя (пара сил сжатия и пара сил растяжения, действующих в точечном источнике).

Для графического изображения механизма очага используется представление его в виде сферы единичного радиуса с центром в очаге. Учитывая центральную симметрию теоретической картины излучения, при расчетах используют половину фокальной сферы (верхнюю или нижнюю). Все точки, лежащие на верхней или нижней полусфере, проектируются на экваториальную стереографическую проекцию градусной сети шара (обычно используется равногольная проекция – сетка Вульфа). Знаки первых вступлений объемных волн на записях сейсмических станций наносятся на сетку Вульфа, а затем разделяются двумя ортогональными нодальными линиями (плоскостями) на квадранты. Области волн сжатия закрашиваются, области волн растяжения оставляют светлыми (Рисунок 5.1). Каждая нодальная плоскость характеризуется тремя параметрами: простижение (STRIKE, азимут, изменяется от 0 до 360°), угол падения (DIP, 0-горизонтальная плоскость, 90° – вертикальная плоскость), подвижка (SLIP). Оси главных напряжений находятся в центрах квадрантов: ось сжатия P – в квадрантах волн растяжения, ось растяжения T – в квадрантах волн сжатия. Нодальные плоскости представляют собой графическое отображение плоскостей разрыва в очаге землетрясения. Таким образом в очаге имеется две возможные плоскости разрывов. Одна из них является проекцией истиной плоскости разлома, по которой произошла подвижка. Однако, выделить истинную плоскость разлома можно только с использованием дополнительной геологической информации.

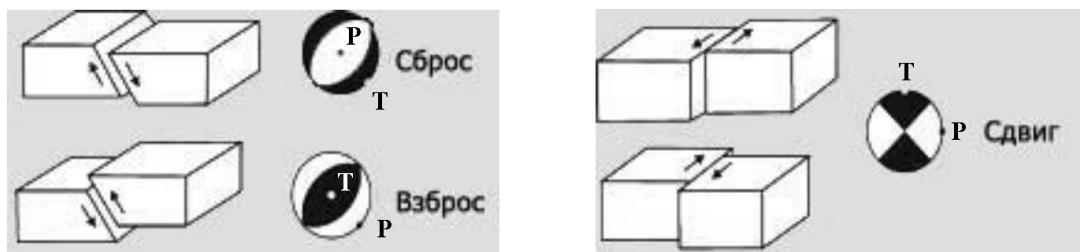


Рисунок 5.1 – Основные типы смещений по разломам и соответствующие им стереограммы фокальных механизмов (по материалам сайта ([URL: http://www.seis-bykl.ru](http://www.seis-bykl.ru))).

Фокальные механизмы классифицируются по типу смещения в очаге землетрясения. Различают три основных типа смещений в очаге (Рисунок 5.1): сброс (normal fault или fault) – опускание участка земной поверхности, взброс (reverse fault) – подъем участка земной поверхности, сдвиг (slip) – горизонтальное смещение участка земной поверхности. Как правило, реальный механизм очага представляет собой сочетание основных типов.

В сейсмологии принята следующая классификация землетрясений: слабые ($Mw < 4$), умеренные ($4 \leq Mw \leq 6$), сильные ($Mw > 6$). Мы позволили себе несколько отойти от

общепринятой классификации, разделив землетрясения по наличию отклика в ионосфере: "слабые" ($Mw < 6.5$), "умеренные" ($6.5 \leq Mw \leq 7.0$), сильные ($Mw > 7.0$). Сведения о землетрясениях, использовавшиеся в диссертации получены на сайтах (URL: <http://earthquake.usgs.gov>; URL: <http://www.globalcmt.org>; URL: <http://www.seis-bykl.ru>).

5.2. Возмущения ПЭС во время сильных землетрясений ($Mw > 7.0$)

5.2.1. Возмущения ПЭС во время землетрясения 11 марта 2011 г. в Японии

Землетрясение в Японии (05:46:24 UT, 11 марта 2011 г., магнитуда $Mw = 9.0$), получившее название "Tohoku", вошло в число наиболее сильных и разрушительных землетрясений. Эпицентр землетрясения располагался на границе Тихоокеанской и Охотской плит. Скорость сближения этих двух плит достигает 90 мм/год [198]. Разлом начался на глубине около 24.4 км (URL: www.iris.edu/news/events/japan2011). По модельным оценкам длина разлома достигала 380-400 км, а протяженность поля афтершоков – около 450 км (URL: http://tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_tohoku-oki-tele; URL: www.gsi.go.jp/cais/topic110422-index-e.html). Вдоль линии разлома наблюдался взброс с амплитудой 25-30 м. Главному толчку землетрясения предшествовали несколько крупных ($Mw > 6.0$) форшоков. После основного землетрясения зарегистрирована сильная афтершоковая активность, включавшая 60 толчков с магнитудой $Mw > 6.0$ и три толчка с $Mw > 7.0$ (URL: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011>). Эпицентры основного толчка и афтершоков с магнитудой $Mw > 6.6$, зарегистрированных в интервале 05:00-09:00 UT 11 марта 2011 г., показаны звездочками на рисунке 5.2а.

Землетрясение Tohoku оказало заметное влияние на ионосферу Земли. Ионосферным эффектам этого землетрясения посвящено уже довольно много работ [192, 199-203]. Первые результаты исследования отклика ионосферы на землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. [192, 199-201] установили наличие нескольких типов ПИВ. В большинстве работ отмечено наличие кольцевых волн, распространявшихся от эпицентра. Авторам [202] используя 1-с данные GPS сети GEONET удалось наиболее точно определить время появления ПИВ: первые возмущения в ионосфере зарегистрированы спустя 464 с (~7.73 мин) после землетрясения. Изучение параметров и свойств ионосферных возмущений, вызванных землетрясением Tohoku продолжается. В нашей работе основное внимание уделялось детальному анализу характера движения и интенсивности возмущений ПЭС различных типов.

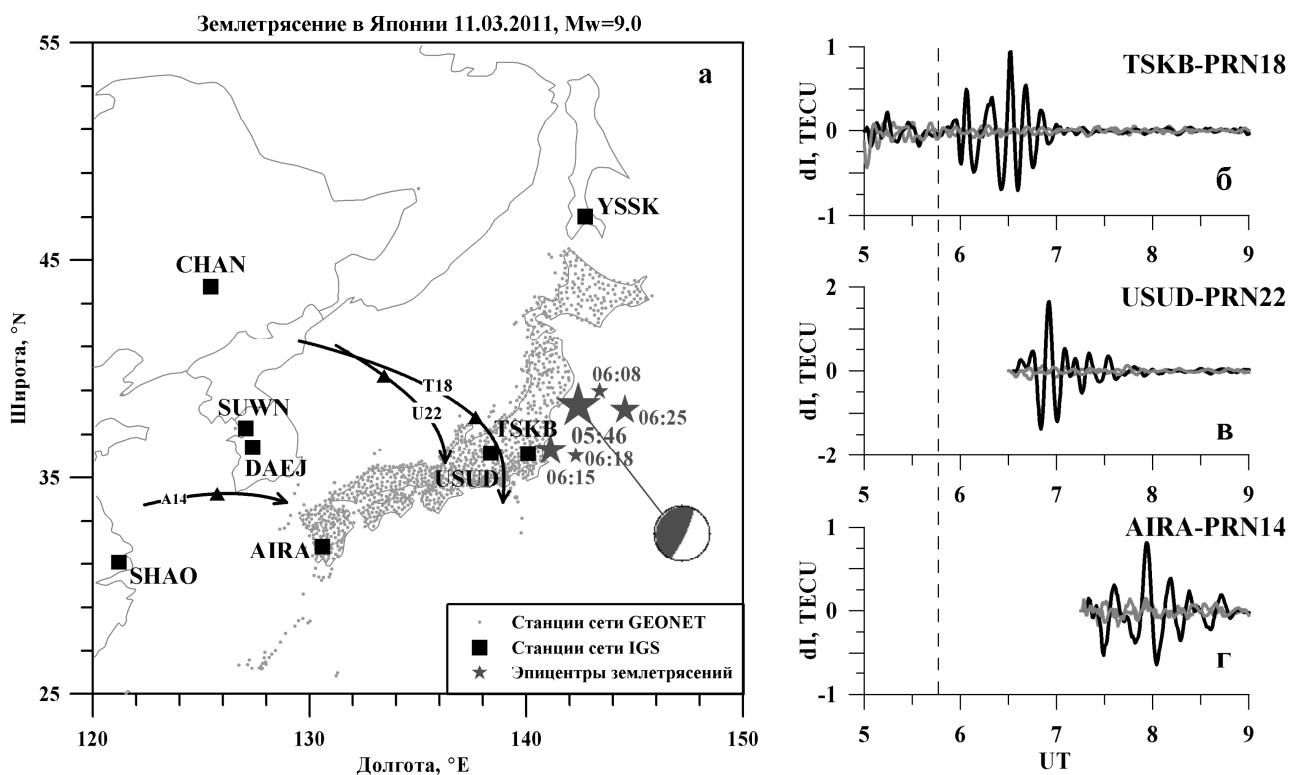


Рисунок 5.2 – Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-г) во время землетрясений в Японии. Черными линиями на панелях (б-г) показаны вариации ПЭС 11.03.2011, серыми – 10.03.2011 и 12.03.2011, пунктирной линией отмечен момент главного толчка 11.03.2011. На стереограмме показан механизм очага главного толчка 11.03.2011 (URL: <http://www.globalcmt.org>).

Исследования отклика ионосферы выполнены по данным измерений двухчастотных GPS-приемников сети GEONET в Японии (URL: ftp://terras.gsi.go.jp/data/GPS_products). Использовались также данные расположенных в зоне землетрясения станций международной сети IGS: USUD, TSKB, AIRA, CHAN, DAEJ, SUWN, SHAO, YSSK. Геометрия измерений показана на рисунке 5.2а.

Через 8-10 мин после основного толчка и в течение нескольких часов (вплоть до 12:00 UT) на лучах "приемник-НИСЗ", проходивших вблизи зоны землетрясения, регистрировались волновые возмущения ПЭС с периодами 5-15 мин [36, 204]. Амплитуда колебаний варьировалась от 0.1 до 1.8 TECU, что существенно превышало амплитуду фоновых флюктуаций. Значения максимальной амплитуды A_{max} и время ее регистрации UT_{max} для некоторых лучей "приемник-НИСЗ" приведены в Таблице 5.1. В таблице указано также расстояние D от эпицентра, на котором была зарегистрирована максимальная амплитуда отклика ПЭС. Примеры возмущений ПЭС, вызванные мощным землетрясением Tohoku и зарегистрированные на станциях TSKB, USUD, AIRA (лучи TSKB-PRN18, USUD-PRN22, AIRA-PRN14) показаны черными толстыми линиями на рисунке 5.2б-г. Серыми кривыми изображены вариации ПЭС на указанных лучах в предыдущий (10 марта) и последующий (12 марта) дни. Траектории ионосферных точек лучей TSKB-PRN18, USUD-PRN22, AIRA-PRN14 в

интервал времени 05:00-09:00 UT показаны на рисунке 5.2а (линии T18, U22, A14, соответственно). Точка, в которой зарегистрирован максимум амплитуды отклика ПЭС, отмечена треугольником на соответствующей траектории. Возмущения ПЭС, вызванные землетрясением Tohoku регистрировались на расстояниях более 1000 км от эпицентра.

Таблица 5.1 – Максимальная амплитуда A_{\max} возмущений ПЭС и время ее регистрации UT_{\max}

Станция GPS	Спутник GPS	A_{\max} , TECU	UT_{\max}	D , км
TSKB	PRN15	0.47	05:58	227
TSKB	PRN18	0.95	06:32	419
TSKB	PRN22	1.83	06:49	720
USUD	PRN15	0.51	06:00	355
USUD	PRN18	0.71	06:40	544
USUD	PRN22	1.66	06:56	789
AIRA	PRN14	0.82	07:57	1558

При изучении пространственно-временной картины отклика ионосферы на землетрясение 11 марта 2011 г. был использован специальный метод картирования возмущений ПЭС. Для каждого текущего временного отсчета на карту наносилось положение ионосферных точек, при этом цвет точек соответствовал текущему значению амплитуды вариаций ПЭС налуче "приемник-НИСЗ" (Рисунок 5.3). Концентрические кольцевые линии на рисунке 5.3 соответствуют линиям равного расстояния от эпицентра с шагом 100 км. Эти линии отмечают теоретическое положение сферического волнового фронта в предположении радиального распространения возмущения от эпицентра. В используемой картографической проекции линии имеют форму эллипсов.

Анализ временной последовательности карт вариаций ПЭС позволил выявить возмущения двух типов, близких по форме к кольцевым волнам, расходящимся из эпицентра. Примеры таких возмущений, зарегистрированных с помощью спутника PRN18, приведены на рисунке 5.3а-г.

Первыми (в период времени 05:50-06:25 UT) наблюдались перемещающиеся с большой скоростью крупномасштабные возмущения (Рисунок 5.3а, б) с длиной волны $\lambda \approx 600$ км. После 06:25 UT на записях стали регистрироваться среднемасштабные возмущения с длиной волны $\lambda \approx 200$ км (Рисунок 5.3в, г). Скорость среднемасштабных возмущений была значительно ниже скорости крупномасштабных волн.

Обработка данных GPS-решеток в районе Японии с использованием метода SADM-GPS позволила получить значения основных динамических параметров (скорость перемещения, азимут волнового вектора) возмущений, зарегистрированных после землетрясения Tohoku. Для интервала 05:52:30-07:16:30 UT в общей сложности было выбрано $S=112$ различных GPS-решеток. Средние значения скорости и направления перемещения возмущений, рассчитанных

на различных GPS-решетках показали хорошее совпадение в пределах среднеквадратического отклонения, что показывает хорошую устойчивость рассчитанных данных.

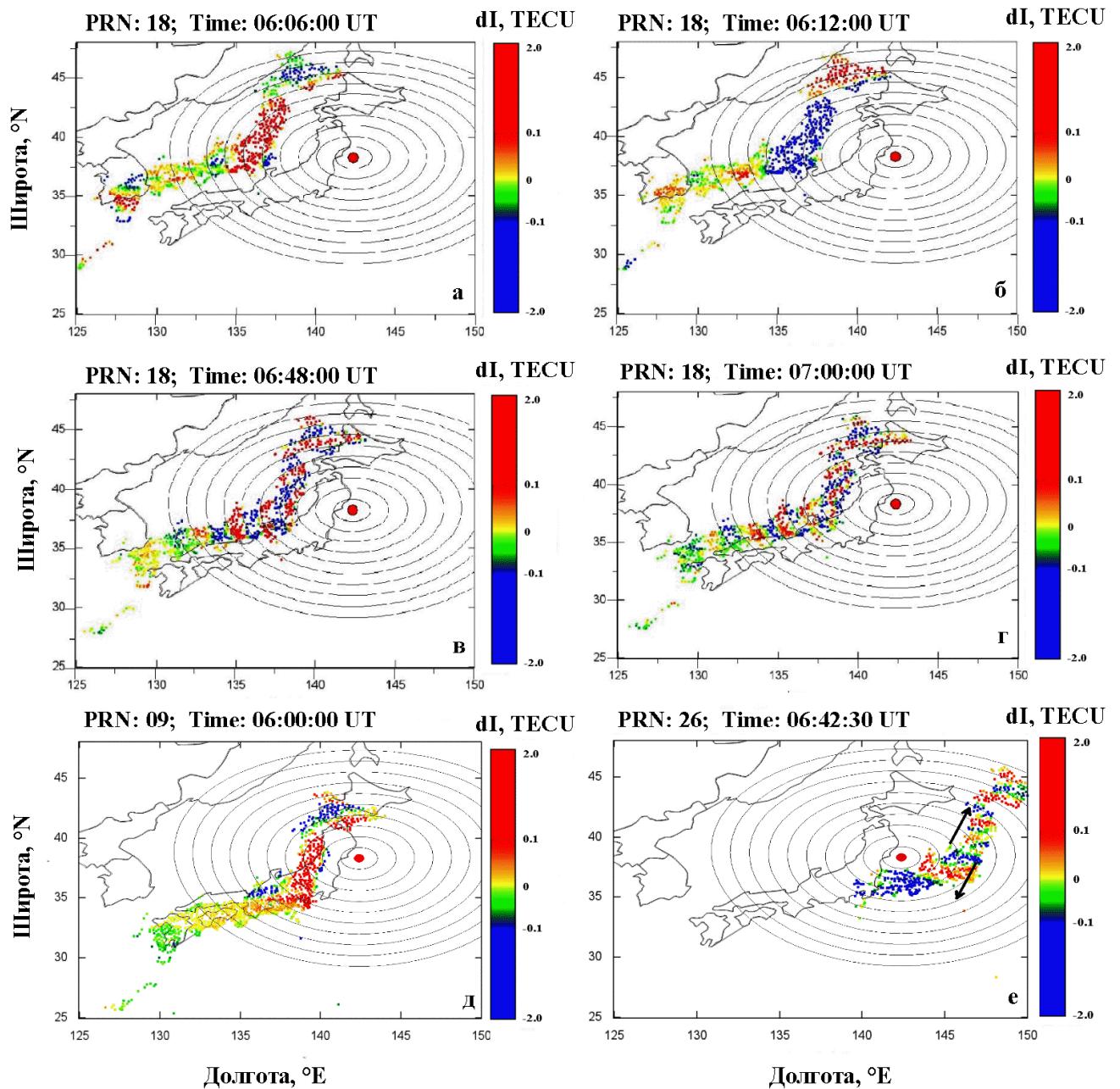


Рисунок 5.3 – Пространственные вариации возмущений ПЭС после землетрясения в Японии 11.03.2011, полученные для спутников GPS PRN18 (а-г), PRN09 (д), PRN26 (е). Крупной точкой показан эпицентр землетрясения. Справа от панелей даны шкалы интенсивности возмущений ПЭС.

На рисунке 5.4а, в представлены пространственные распределения скорости и направления перемещения крупномасштабных (интервал времени 05:52:30-06:25:30 UT) и среднемасштабных (интервал времени 06:26:00-7:16:30) возмущений ПЭС. Длина стрелок

соответствует величине скорости возмущений, а направление стрелок отмечает направление перемещения ПИВ. Масштаб скорости дан в правом нижнем углу. Гистограммы скоростей крупномасштабных и среднемасштабных ПИВ приведены на рисунке 5.4б, г, соответственно. Видно, что в целом, оба типа ПИВ перемещаются радиально от эпицентра землетрясения. Исключение составляет юго-западная оконечность Японии (расстояние от эпицентра 1200-1500 км), где наблюдается смена направления распространения ПИВ на юго-восточное. Средняя горизонтальная скорость V_h перемещения крупномасштабных возмущений составляет 724 ± 18 м/с. Для среднемасштабных ПИВ величина средней скорости равна 359 ± 9 м/с. Рассчитанные нами значения скоростей согласуются с предварительными результатами, которые были получены в работах, посвященных землетрясению Tohoku [192, 199-201].

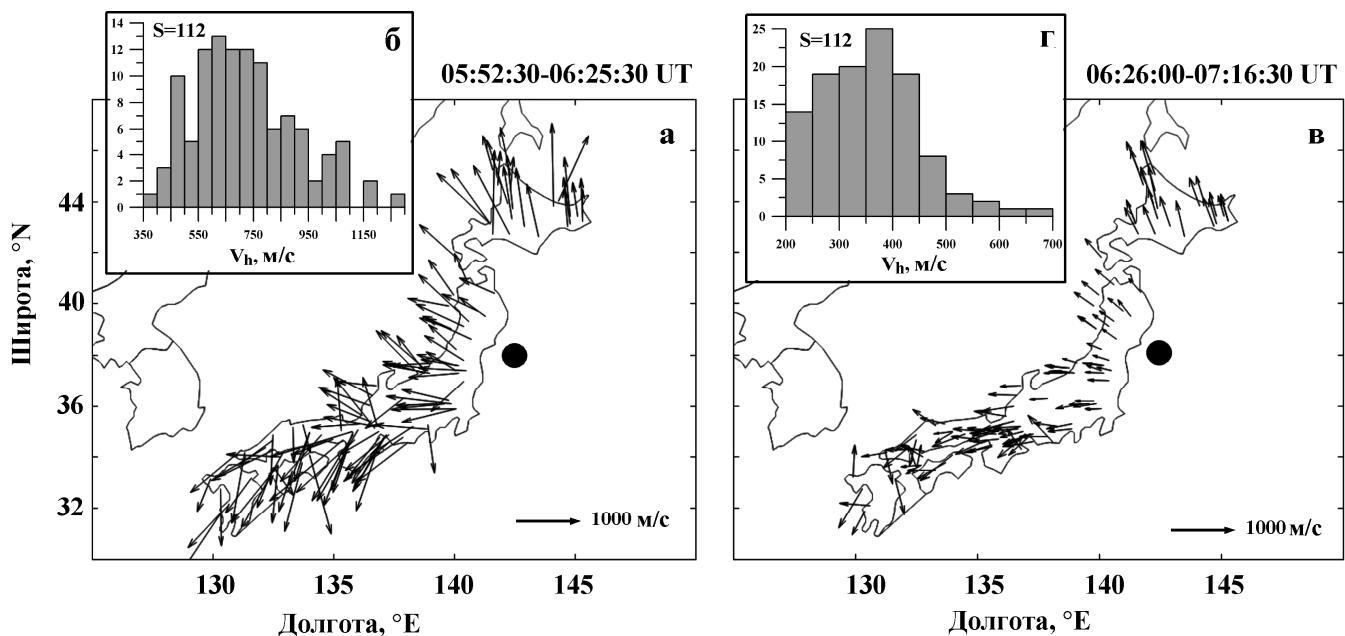


Рисунок 5.4 – Пространственные распределения скорости и направления перемещения возмущений ПЭС 11.03.2011 для двух интервалов времени: 05:52:30-06:25:30 UT (а) и 06:26:00-7:16:30 UT (в). Точкой показан эпицентр землетрясения. Гистограммы скоростей крупномасштабных (б) и среднемасштабных (г) ПИВ.

Не для всех спутников картина наблюдаемых возмущений была близка к кольцевым волнам, бегущим из эпицентра, как для PRN18 (Рисунок 5.3а-г). Форма фронта возмущения, зарегистрированного с помощью спутника PRN09 (Рисунок 5.3д), близка к кольцевой, но ее центр не совпадает с эпицентром землетрясения, а находится около 37.8°N , 144.5°E . Представляют интерес возмущения, зарегистрированные с помощью спутника PRN26 (Рисунок 5.3е). Эти возмущения имеют почти плоскую форму фронта. Такой волновой фронт может образоваться либо от близкого вытянутого, либо от очень далекого источника. Анализ последовательности карт вариаций ПЭС показал, что в данном случае реализуется первый вариант: на рисунке 5.3е наблюдается перемещение среднемасштабных волн в юго-западном и северо-восточном

направлениях от источника вытянутого по долготе и расположенного на широте $\sim 37^{\circ}\text{N}$ (направление перемещения показано стрелками на рисунке 5.3е). Отметим, что, в отличие от PRN18, лучи для спутника PRN26 проходят непосредственно над эпицентром землетрясения. Возможно, наблюдаемые с помощью спутника PRN26 возмущения обусловлены серией афтершоков, зарегистрированных после главного толчка.

Одним из эффективных методов детектирования ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями, является анализ диаграмм "дальность-время". Для построения диаграммы "дальность-время" на график наносятся ионосферные точки выбранного спутника и всех доступных станций GPS в зависимости от времени (UT) и дальности (D) от эпицентра до этих точек. Цвет точки определяет амплитуду возмущений ПЭС, зарегистрированную на данном луче в каждый момент времени. На рисунке 5.5 представлены диаграммы "дальность-время" полученные по данным спутника PRN18 для станций расположенных южнее (диапазон широт станций $20\text{-}38^{\circ}\text{N}$, Рисунок 5.5а-б) и севернее (диапазон широт $38\text{-}50^{\circ}\text{N}$, Рисунок 5.5в-г) эпицентра. Анализ диаграмм позволяет выделить несколько мод, распространяющихся с различными скоростями. Самая быстрая мода имеет скорость $V\sim 2.2\text{-}2.6$ км/с. Данная мода может быть связана с распространением поверхностной волны Релея [200, 201]. В южном от эпицентра направлении быстрая мода выражена достаточно хорошо (Рисунок 5.5а, б). В северном направлении амплитуда быстрой моды мала и может быть не различима на фоне случайных вариаций ионосферной плазмы (Рисунок 5.5в, г). При этом для станций GPS расположенных к северо-западу от эпицентра (спутник PRN18, Рисунок 5.5в), быстрая мода не различима на фоне случайных вариаций ионосферной плазмы. Однако, увеличение динамического диапазона для амплитуды позволяет выделить данную моду. Для станций, расположенных к северо-востоку от эпицентра (спутник PRN26, Рисунок 5.5г), даже увеличение динамического диапазона не дает возможности зарегистрировать быструю моду, что свидетельствует об отсутствии таких возмущений в данном направлении. Далее выделяются моды со скоростями от 700 до 1000 м/с. Эти скорости сравнимы со скоростью звука на высотах ионосферы. Авторы [200, 201] связывают данную моду с акустическими волнами, сгенерированными в эпицентре. Наконец, имеются моды со скоростями от 150 до 300 м/с, близкими к скорости звука в нижней атмосфере. Эти волны, по всей вероятности, обусловлены гравитационной модой атмосферных волн, вызванных землетрясением [200].

По нашим оценкам скорости каждой из мод возмущений в различных направлениях от эпицентра достаточно близки. Интенсивность вариаций ПЭС в разных направлениях от эпицентра заметно отличается. Амплитуды вариаций вертикального ПЭС (определенные по положительному гребню возмущения) южнее и севернее эпицентра составляют, соответственно, 0.2 и 0.1 TECU для быстрой моды (имеющей скорость ~ 2.5 км/с); 0.6 и 1.5

TECU для медленной моды (имеющей скорость ~ 300 м/с). Таким образом, интенсивность медленной моды в северном направлении от эпицентра существенно выше, чем в южном; быстрая мода, наоборот, имеет более высокую интенсивность к югу от эпицентра.

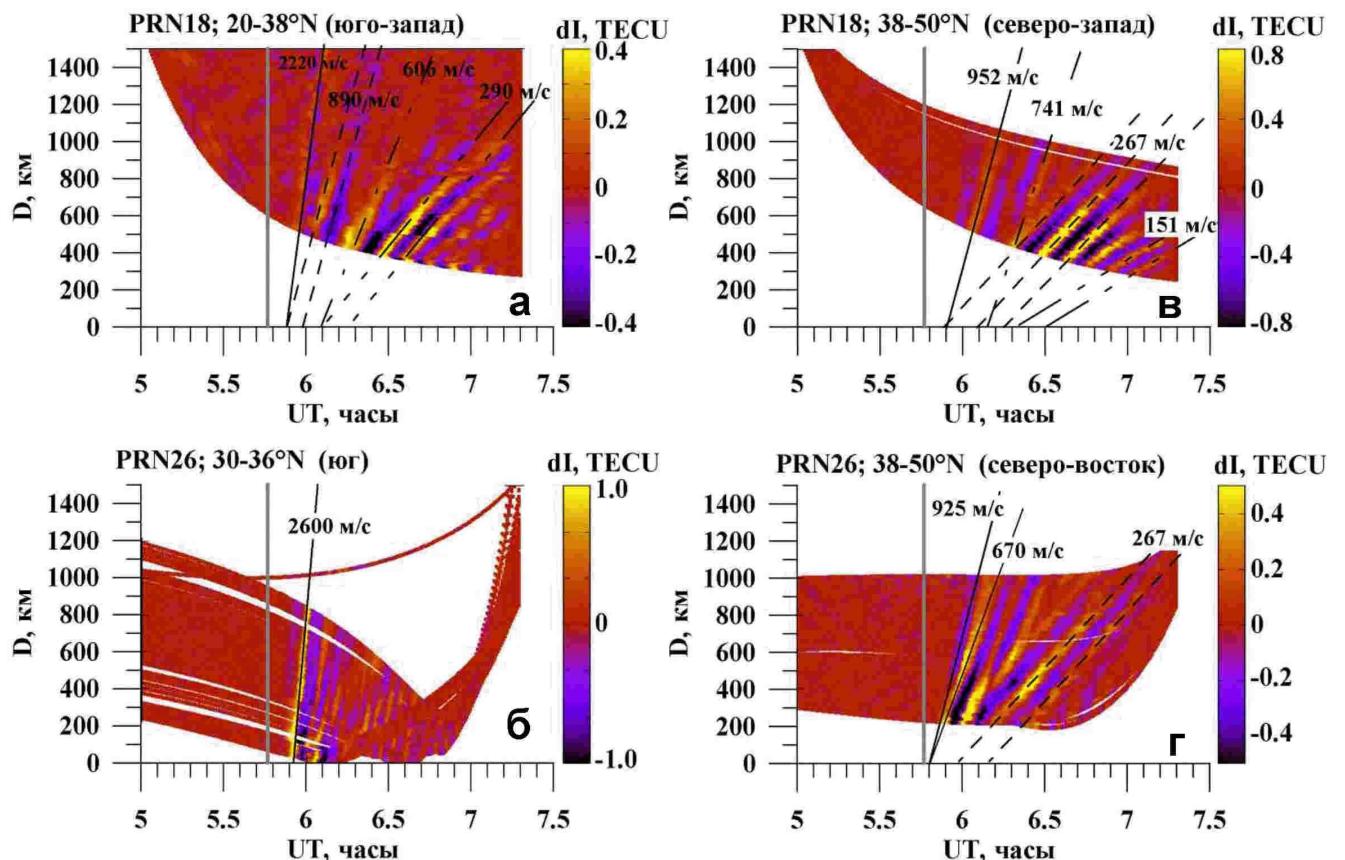


Рисунок 5.5 – Диаграммы "дальность-время" для станций GPS, расположенных южнее (а, б) и севернее (в, г) эпицентра землетрясения Тоhoku. Чёрными линиями отмечены различные моды возмущений, цифрами указаны скорости их распространения. Серой линией отмечено время землетрясения.

Как показали проведенные исследования, отклик ионосфера на мощное землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. достаточно сложен. Землетрясение вызвало образование целого спектра перемещающихся ионосферных возмущений с длинами волн от 200 до 600 км и скоростями от 150 до 2600 м/с. Плотные сети наземных двухчастотных приемников GPS открывают новые возможности для детального изучения откликов ионосферы на сейсмические события. Построение карт интенсивности возмущений ПЭС и карт скоростей ПИВ дает возможность визуализировать картину ионосферных возмущений и проследить ее пространственно-временную динамику. Диаграммы "дальность-время" обеспечивают регистрацию всех мод возмущений (в том числе и достаточно слабых), что может быть полезным при изучении откликов на землетрясения малой интенсивности.

5.2.2. Возмущения ПЭС во время землетрясений 1999-2001 гг.

В результате первых исследований с помощью комплекса GLOBDET возмущений ПЭС во время четырех крупных землетрясений, произошедших в 1999-2001 гг., определены основные параметры отклика ионосферы [66, 70, 193, 194]. Сведения об исследовавшихся землетрясениях и параметры ионосферных откликов (длительность T_I , амплитуда A_I , горизонтальная компонента V_h и модуль скорости V , азимут α , угол места θ) приведены в Таблице 5.2. Уровень геомагнитной возмущенности был умеренным (суммарный за сутки индекс $\Sigma K_p \leq 32$, индекс Dst не опускался ниже -44), что облегчало выделение откликов. Геометрия измерений показана на рисунке 5.6(а, г, е): звездочками отмечено положение эпицентров землетрясений, крупными точками – расположение станций GPS, ромбами – местоположение ионосферных точек, соответствующих экстремальному значению отклика ПЭС. Толстой серой стрелкой обозначен радиус дальней зоны $R_d = 1000$ км, рассчитанный по формуле 2.9 при заданной точности определения координат источника 50 км. Серая окружность указывает положение границы дальней зоны.

Таблица 5.2 – Сведения о землетрясениях 1999-2001 гг. и параметры отклика ПЭС

Дата Регион	Время UT	Эпицентр	Mw	ΣK_p	Dst, нТл	T_I , с	A_I , TECU	α , °	θ , °	V_h , м/с	V , м/с
17.08.1999 Турция	00:01:39	40.7°N; 29.9°E	7.6	32-	-14	354	0.14	156	24.1	1286	1173
12.11.1999 Турция	16:57:20	40.8°N; 31.1°E	7.1	20-	-44	195	0.08	186	37.6	1478	1157
04.06.2000 о. Суматра	16:28:30	4.7°S; 102.1°E	7.8	17+	+8	260	0.25	***	***	***	***
13.01.2001 Сальвадор	17:33:32	12.8°N; 88.8°W	7.7	12	+4	240	0.13	***	***	***	***

*** – параметры волнового вектора не удалось определить

Примеры временных зависимостей исходных рядов "наклонного" ПЭС $I(t)$ и отфильтрованных в диапазоне 02-10 мин вариаций ПЭС $dI(t)$ во время землетрясений приведены на рисунке 5.6(б, в, д, ж). Треугольниками на осях абсцисс отмечены моменты главных толчков. Тонкими линиями изображены вариации $I(t)$ и $dI(t)$ в предыдущий и последующий дни. Видно, что на уровне фоновых вариаций ПЭС хорошо выделяются быстрые колебания, часто имеющие N-образную форму, которая соответствует классической форме ударной волны. Длительность ионосферных откликов T_I составляет 180-600 с, а амплитуда A_I (0.08-0.3 TECU) в 2-2.5 раза превышает уровень фоновых флюктуаций в умеренных геомагнитных условиях (Таблица 5.2). Характеристики ионосферных откликов на четыре землетрясения достаточно близки, независимо от сезона и местного времени. Можно отметить также, что существует тенденция увеличения средней амплитуды отклика с ростом магнитуды землетрясения (Таблица 5.2).

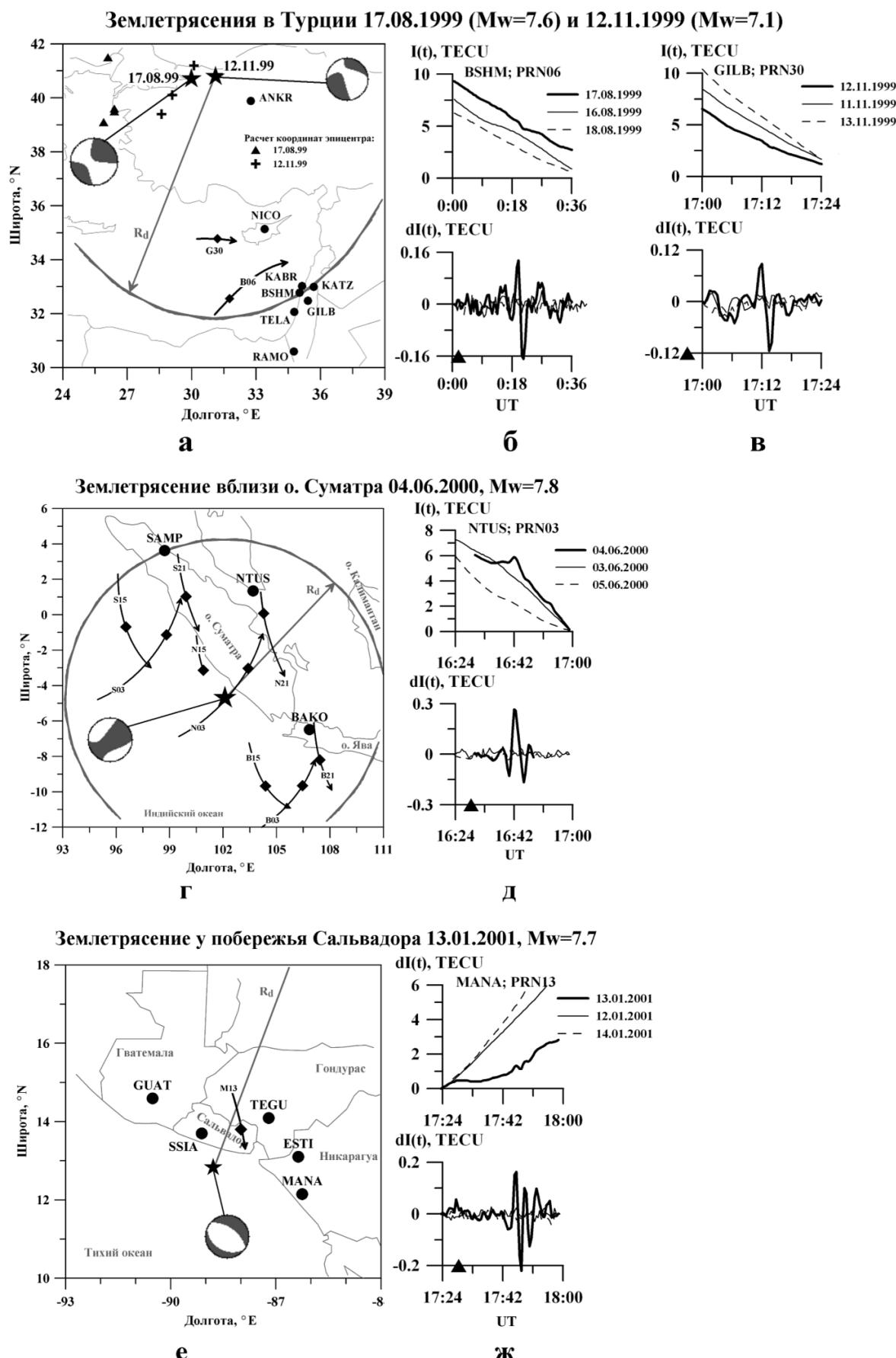


Рисунок 5.6 – Геометрия измерений и примеры вариаций ПЭС во время землетрясений в Турции (а-в), вблизи о. Суматра (г-д) и у побережья Сальвадора (е-ж). Треугольниками на панелях вариаций ПЭС отмечен момент землетрясения. На стереограммах показаны механизмы очагов (URL: <http://www.globalcmt.org>).

Положение границы дальней зоны на рисунке 5.6 свидетельствует о том, что методы D1-GPS и SADM-GPS, работающие в приближении плоского фронта волны возмущения, могут быть использованы для расчета динамических характеристик ПИВ только во время землетрясений в Турции. Для землетрясений вблизи о. Суматра и Сальвадора станции GPS располагались в ближней зоне источника, где сферичностью фронта волны пренебречь нельзя (п. 2.2.3). Значения фазовой скорости УАВ, рассчитанные в приближении плоского фронта волны возмущения во время двух землетрясений в Турции (Таблица 5.2), оказались схожими по величине ($V \sim 1100$ м/с) и близкими к скорости звука $C = 950-1000$ м/с на высотах $h = 300-400$ км [205]. Угол места волнового вектора УАВ лежит в диапазоне $20-40^\circ$. Азимут перемещения УАВ близок к направлению на эпицентр. Как и следовало ожидать, динамические характеристики ПИВ вблизи о. Суматра и Сальвадора в приближении плоского фронта определить не удалось. Расчеты скорости ПИВ с использованием алгоритмов ФАР-GPS были выполнены для землетрясения у о. Суматра в работах [70, 193]. Горизонтальная скорость ПИВ составила 1200 м/с. Аналогичные динамические характеристики ПИВ были получены с помощью комплекса GLOBDET во время землетрясения у о. Хоккайдо 25 сентября 2003 г. [71].

Для землетрясений в Турции в приближении плоского фронта были определены широта и долгота источника ПИВ в соответствии с методикой, описанной в п. 2.2.3. Высота h_q источника полагалась равной 0 (источник находится на поверхности Земли). Рассчитанные положения источников показаны на рисунке 5.6а треугольниками (для 17.08.1999) и крестиками (для 12.11.1999). Средняя радиальная точность определения координат эпицентра землетрясения составила 245 км. Расчет положения источника ПИВ с учетом кривизны фронта волны во время землетрясения вблизи о. Суматра выполнен в [70, 193] с применением двух методов, разработанных Э.Л. Афраймовичем и В.В. Кирюшкиным: алгоритм пространственно-временной обработки (ПВО), использующий приемники GPS как фазированную антеннную решетку, а также алгоритм уточнения параметров ПИВ с помощью модели, описанной в гл. 2. Погрешность определения координат методом ПВО составила около 90 км. При совместном использовании метода ПВО и модели определений ПЭС радиальная точность определения координат эпицентра землетрясения составила 11.1 км.

5.2.3. Возмущения ПЭС во время землетрясений у о. Суматра в 2012 г.

В Таблице 5.3 приведены сведения о трех крупных землетрясениях, зарегистрированных вблизи о. Суматра в первой половине 2012 г. Все три землетрясения имели сдвиговый тип механизма очага с субгоризонтальными осями сжатия СЗ-ЮВ простирания и осями растяжения СВ-ЮЗ простирания (URL: <http://www.globalcmt.org>). В таблице приведены также значения

суммарного за сутки индекса Кр (Σ Кр), характеризующего уровень геомагнитной активности (URL: <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp>). Для всех землетрясений геомагнитная обстановка была спокойной (Σ Кр<16).

Таблица 5.3 – Сведения о землетрясениях у о. Суматра в 2012 г. и параметры отклика ПЭС

Дата	Регион	Время UT	Эпицентр	Mw	Σ Кр	T_I , с	A_I , TECU	V, м/с
10.01.2012	о. Суматра	18:36	2.43°S; 93.21°E	7.2	10+	390	0.07	820
11.04.2012	о. Суматра	08:39	2.24°S; 92.78°E	8.6	9+	477	0.10	988
11.04.2012	о. Суматра	10:44	0.76°S; 92.25°E	8.2	9+	560	0.21	1004

На рисунках 5.7а, 5.8а показана геометрия измерений во время землетрясений 10 января 2012 г. и 11 апреля 2012 г., соответственно. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений, квадратами показано положение станций GPS. На рисунках 5.7б-в, 5.8б-в приведены отфильтрованные в диапазоне периодов 02-10 мин вариации ПЭС $dI(t)$, полученные на станциях BAKO и NTUS в день землетрясения, а также в предыдущий и последующий дни. Средние значения параметров зарегистрированных ПИВ (длительность T_I , амплитуда A_I , скорость V) указаны в правой части Таблицы 5.3.

Стрелки на рисунке 5.7а отображают траектории ионосферных точек лучей "приемник-НИСЗ", которые наблюдались на станциях NTUS и BAKO в период 18:00-22:00 UT 10 января 2012 г. После землетрясения 10.04.2012 отклики в вариациях ПЭС, имевшие характерную N-образную форму с периодом ~6.5 мин, удалось обнаружить на лучах BAKO-PRN01, NTUS-PRN11, NTUS-PRN19 (траектории B01, B19, N11, N19 на рисунке 5.7а). Максимум амплитуды отклика отмечен ромбами на соответствующих траекториях. Амплитуда откликов на землетрясение 10.01.2012 (Mw=7.2) существенно ниже, чем на землетрясение у о. Суматра 04.06.2000, имевшего большую магнитуду (Mw=7.8), но сравнима с амплитудой отклика на землетрясение в Турции 12.11.1999 (Mw=7.1) с близкими магнитудой и механизмом очага (Таблицы 5.2, 5.3). Оценка средней горизонтальной скорости перемещения возмущения по времени регистрации и расстоянию от эпицентра, на котором был зарегистрирован отклик, выполненная для трех лучей, показала, что $V \approx 820$ м/с.

В отличие от землетрясений 04.06.2000 и 10.01.2012, землетрясения 11 апреля 2012 г. произошли в дневные часы местного времени (14:38 LT и 16:43 LT). Лучи "приемник-НИСЗ" проходили в зоне действия экваториальной аномалии ионизации, что явилось причиной достаточно сильных возмущений в вариациях ПЭС, которые наблюдались как в день землетрясения, так и в контрольные дни. Это затруднило детектирование и идентификацию откликов на землетрясения. Тем не менее несколько откликов удалось выделить. Стрелки на рисунке 5.7а отображают траектории ионосферных точек лучей "приемник-НИСЗ", которые наблюдались на станциях NTUS и BAKO в период 07:00-13:00 UT 11 апреля 2012 г.

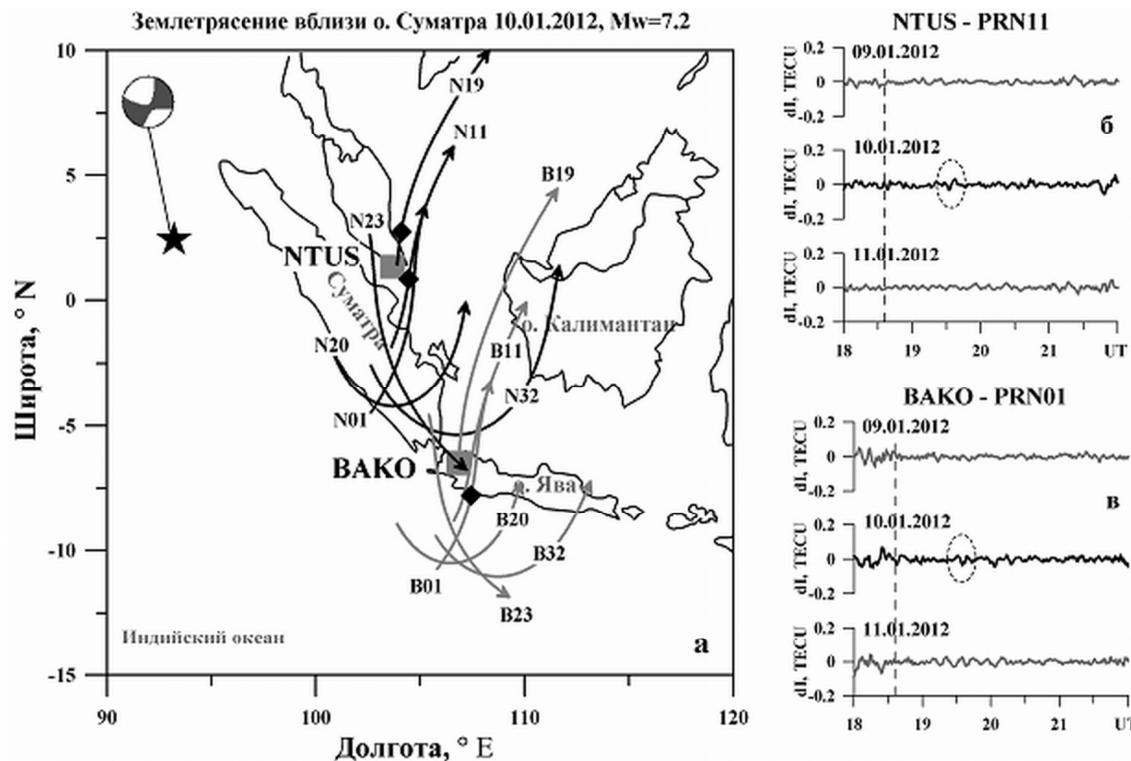


Рисунок 5.7 – Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-в) во время землетрясения 10.01.2012 вблизи о. Суматра. Вертикальной пунктирной линией на панелях (б-в) отмечен момент землетрясения. На стереограммах показан механизм очага (URL: <http://www.globalcmt.org>).

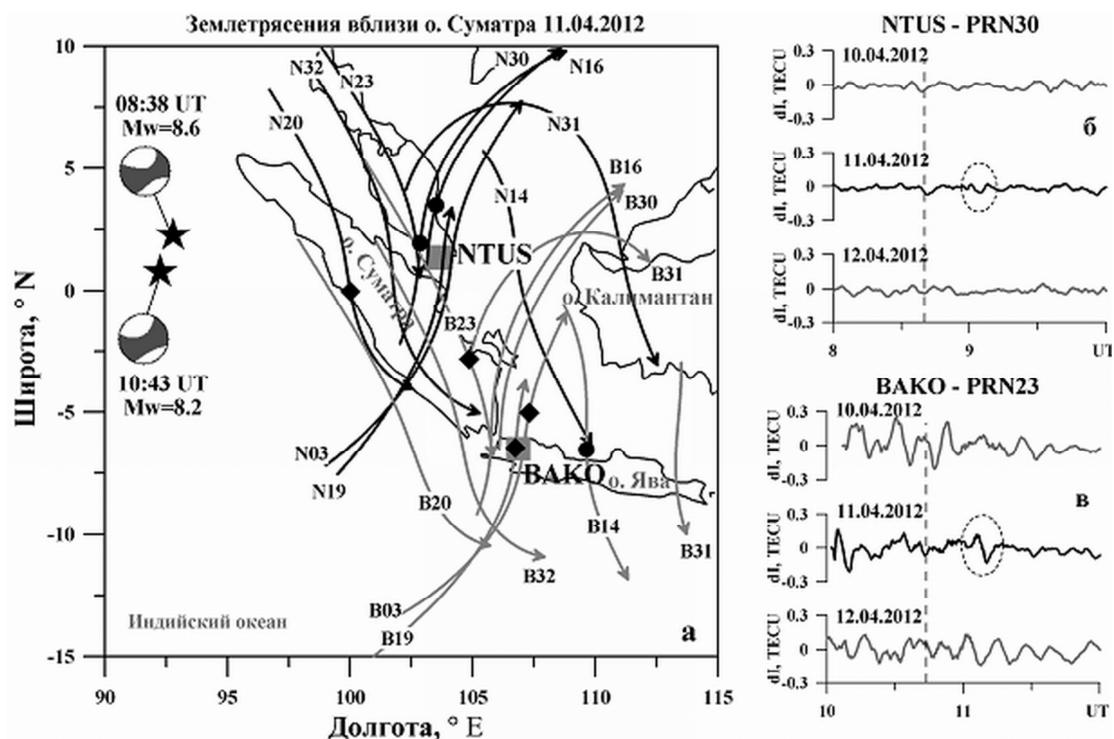


Рисунок 5.8 – Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-в) во время землетрясений 11.04.2012 вблизи о. Суматра. Вертикальной пунктирной линией на панелях (б-в) отмечен момент землетрясения. На стереограммах показаны механизмы очагов (URL: <http://www.globalcmt.org>).

Отклики в вариациях ПЭС на первый толчок (08:38 UT), имевшие период ~8 мин, зарегистрированы на лучах BAKO-PRN14, NTUS-PRN16, NTUS-PRN30 (траектории B14, N16, N30 на рисунке 5.7б). Максимумы амплитуды отклика отмечены ромбами на траекториях. Средняя горизонтальная скорость, оцененная для трех лучей по времени регистрации отклика и расстоянию от эпицентра, составила 988 м/с. После второго толчка (10:43 UT) отклики в вариациях ПЭС с периодом ~9 мин, обнаружены на лучах BAKO-PRN03, BAKO-PRN19, BAKO-PRN23 NTUS-PRN20 (траектории B03, B19, B23, N20 на рисунке 5.7а). Максимумы амплитуды отклика отмечены кружками на траекториях. Средняя горизонтальная скорость $V \approx 1004$ м/с. Несмотря на то, что магнитуда землетрясений 11.04.2012 ($Mw=8.6$, $Mw=8.2$) была выше, чем у землетрясения вблизи о. Суматра 04.06.2000 ($Mw=7.8$), амплитуда откликов в 2012 г. оказалась несколько ниже (Таблицы 5.2, 5.3). Это может быть вызвано, как дневными условиями наблюдений 11.04.2012, так и различиями в механизмах очагов землетрясений.

5.3. Возмущения ПЭС во время "умеренных" землетрясений ($6.5 \leq Mw \leq 7.0$)

К настоящему моменту получены и обработаны данные вариаций ПЭС на станциях GPS для трех "умеренных" землетрясений: в Туве 27.12.2011 ($Mw=6.7$) и 26.02.2012 ($Mw=6.6$), в Греции 08.01.2006 ($Mw=6.7$) [206, 207]. Сведения о землетрясениях и средние значения параметров зарегистрированных ПИВ (длительность T_I , амплитуда A_I , скорость V) приведены в Таблице 5.4.

Таблица 5.4 – Сведения об "умеренных" землетрясениях и параметры отклика ПЭС

Дата	Регион	Время UT	Эпицентр	Mw	ΣKp	T_I , с	A_I , TECU	V , м/с
27.12.2011	Тува	15:22	51.84°N; 95.91°E	6.7	0	599	0.08	198
26.02.2012	Тува	06:17	51.76°N; 96.06°E	6.6	14-	583	0.12	176
08.01.2006	Греция	11:35	36.31°N; 23.21°E	6.7	7	918	0.18	365

5.3.1. Возмущения ПЭС во время землетрясений в Туве в 2011-2012 гг.

В зимний период 2011-2012 гг. на территории республики Тува произошло два достаточно сильных для данного региона землетрясения. Землетрясение с магнитудой $Mw=6.7$ зарегистрировано 27 декабря 2011 г. в 15:22 UT (23:22 LT). Эпицентр (51.84N, 96.01E) находился в 94 км к востоку от Кызыла на глубине около 15 км (URL: www.globalcmt.org). Механизм очага сдвигового типа со взбросовой составляющей. Плоскости разрыва имели СЗ-ЮВ (правый взбросо-сдвиг) и субширотное (левый взбросо-сдвиг) простирание. 26 февраля 2012 г. в 06:17 UT (14:17 LT) в том же районе произошло землетрясение с магнитудой

$M_w=6.6$, эпицентр (51.76N, 96.06E) которого располагался на глубине ~19 км (URL: www.globalcmt.org). Землетрясение имело сдвигово-взбросовый тип механизма очага с СЗ-ЮВ и субширотным простиранием плоскостей разрывов. Это землетрясение отличалось большой продолжительностью, подземные толчки ощущались на расстоянии свыше тысячи километров от эпицентра.

Исследования поведения ионосферной плазмы над зонами Тувинских землетрясений проводились по данным вариаций ПЭС, которые рассчитывались на основе фазовых измерений двухчастотных приемников GPS, расположенных в г. Новосибирск (станция NOVM) и в урочище Бадары в обсерватории ИПА РАН (станция BADG, URL: www.ipa.nw.ru). На рисунке 5.9 показаны траектории ионосферных точек для спутников GPS, которые наблюдались на станциях NOVM и BADG 27.12.2011 в период 15:00-19:00 UT (Рисунок 5.9а) и 26.02.2012 в период 05:00-09:00 UT (Рисунок 5.9б). Траектории спутников, наблюдавшихся в зоне эпицентра в момент землетрясения отмечены черным цветом.

В качестве примера на рисунке 5.10 приведены отфильтрованные вариации ПЭС $dI(t)$, полученные для землетрясений 27 декабря 2011 г. (а, б) и 26 февраля 2012 г. (в, г) на станциях NOVM, BADG в день землетрясения, а также в предыдущий и последующий дни. Отклик на оба землетрясения выражен очень слабо. 27 декабря 2011 г. наиболее ярко он проявился на лучах NOVM-PRN30, NOVM-PRN29, BADG-PRN16 (траектории N30, N29, B16 на рисунке 5.9а). Отклик представлял собой колебания ПЭС с периодом около 10 мин (Рисунок 5.10а, б), амплитудой ~0.08 TECU и наблюдался на расстояниях 799 км (луч N30), 801 км (луч N29), 553 км (луч B16) от эпицентра. Максимумы амплитуды откликов отмечены ромбами на соответствующих траекториях на рисунке 5.9а. Оценка горизонтальной скорости перемещения возмущения была выполнена по времени регистрации отклика и расстоянию его от эпицентра. Средняя горизонтальная скорость перемещения возмущения, рассчитанная для трех данных лучей, составила 198 ± 23 м/с.

26 февраля 2012 г. отклик, имевший характерную N-образную форму с периодом ~10 мин и средней амплитудой 0.12 TECU, удалось обнаружить на лучах NOVM-PRN18, BADG-PRN18, BADG-PRN09 (траектории N18, B18, B09 на рисунке 5.9б). Максимумы амплитуды откликов отмечены ромбами на соответствующих траекториях на рисунке 5.9б. Расстояния от эпицентра, на которых зарегистрированы отклики составили: 734 км для луча N18, 654 км для луча B18, 614 км для луча B09. Оценка средней горизонтальной скорости перемещения возмущения, выполненная для трех лучей, дала величину 176 ± 83 м/с. Скорости перемещения возмущений, полученные для двух землетрясений, близки к скорости звука в нижней атмосфере. Такие возмущения могут быть обусловлены гравитационной модой атмосферных волн, вызванных землетрясением [200]. На остальных лучах для обоих землетрясений амплитуда колебаний ПЭС

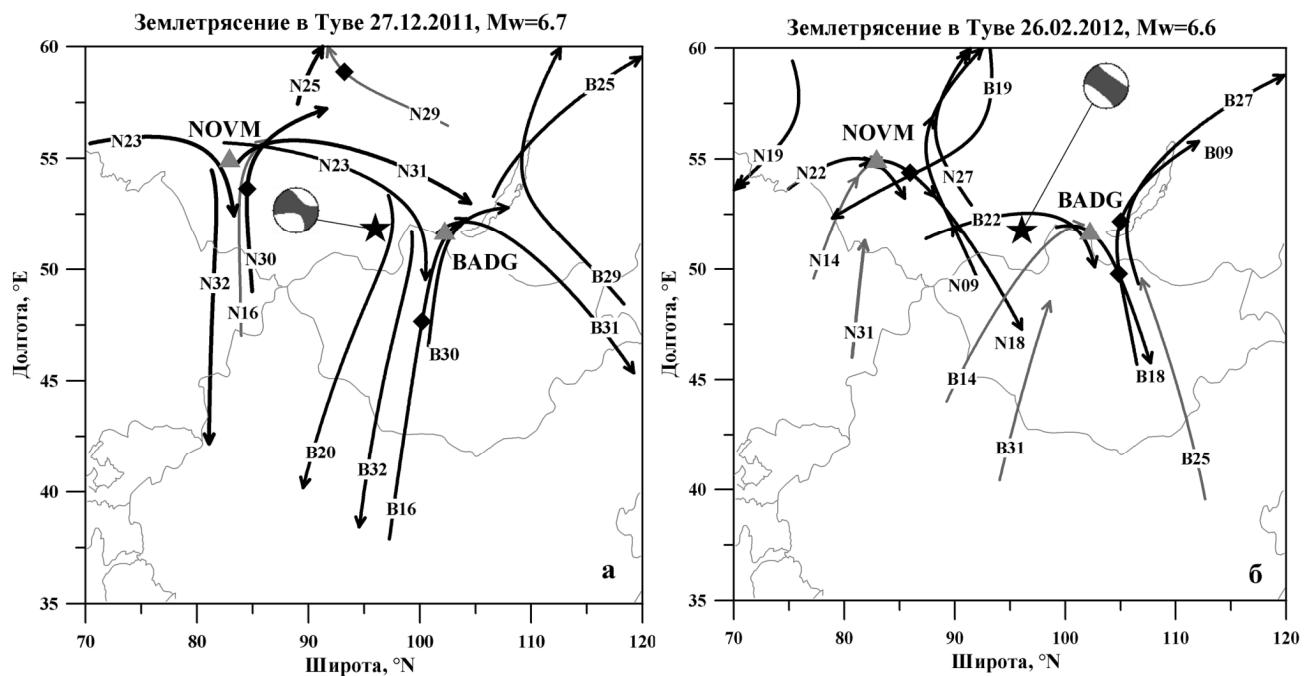


Рисунок 5.9 – Траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях NOVM и BADG 27 декабря 2011 г. (а) и 26 февраля 2012 г. (б). Положение станций GPS отмечено треугольниками, цифры у траекторий обозначают номера спутников GPS. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений.

На стереограммах показаны механизмы очагов (URL: <http://www.globalcmt.org>).

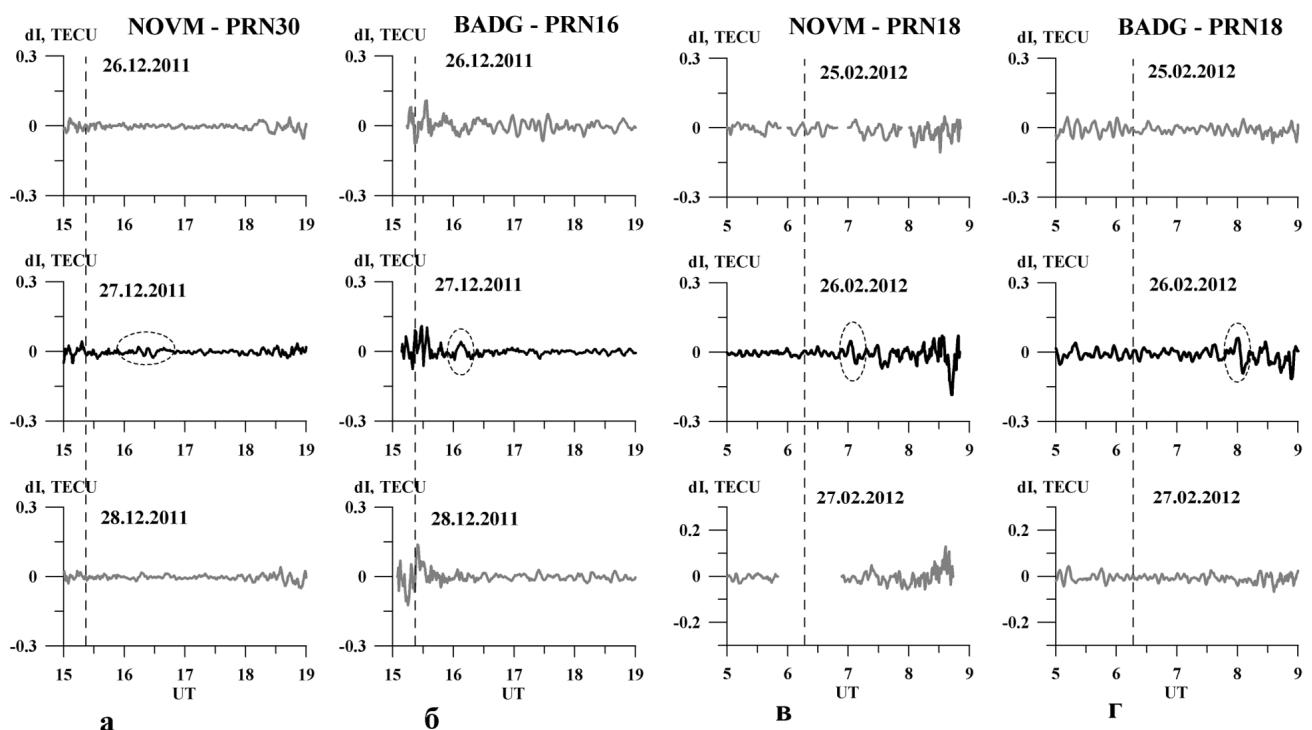


Рисунок 5.10 – Отфильтрованные вариации ПЭС, полученные для спутников GPS PRN30, PRN16, PRN18 на станциях NOVM, BADG 26-28 декабря 2011 г. (а, б) и 25-27 февраля 2012 г. (в, г). Моменты землетрясений отмечены пунктирными линиями.

не превышала уровня фоновых флюктуаций. В отличие от сильных землетрясений, рассмотренных в п. 5.2, отклики на Тувинских землетрясений зарегистрированы лишь на отдельных лунах "приемник-НИСЗ", имели малую амплитуду и были трудно выделимы на уровне фоновых колебаний.

5.3.2. Возмущения ПЭС во время землетрясения 8 января 2006 г. в Греции

Землетрясение вблизи о. Китира (Греция) 8 января 2006 г. было достаточно сильным для европейского региона. По данным сайта ([URL: http://earthquake.usgs.gov](http://earthquake.usgs.gov)), землетрясение произошло в 11:35 UT и имело магнитуду $Mw=6.7$ (Таблица 5.4). Эпицентр землетрясения отмечен звездочкой на рисунке 5.11. Геомагнитная обстановка во время землетрясения была спокойной (суммарный за сутки индекс $\Sigma K_p=7$).

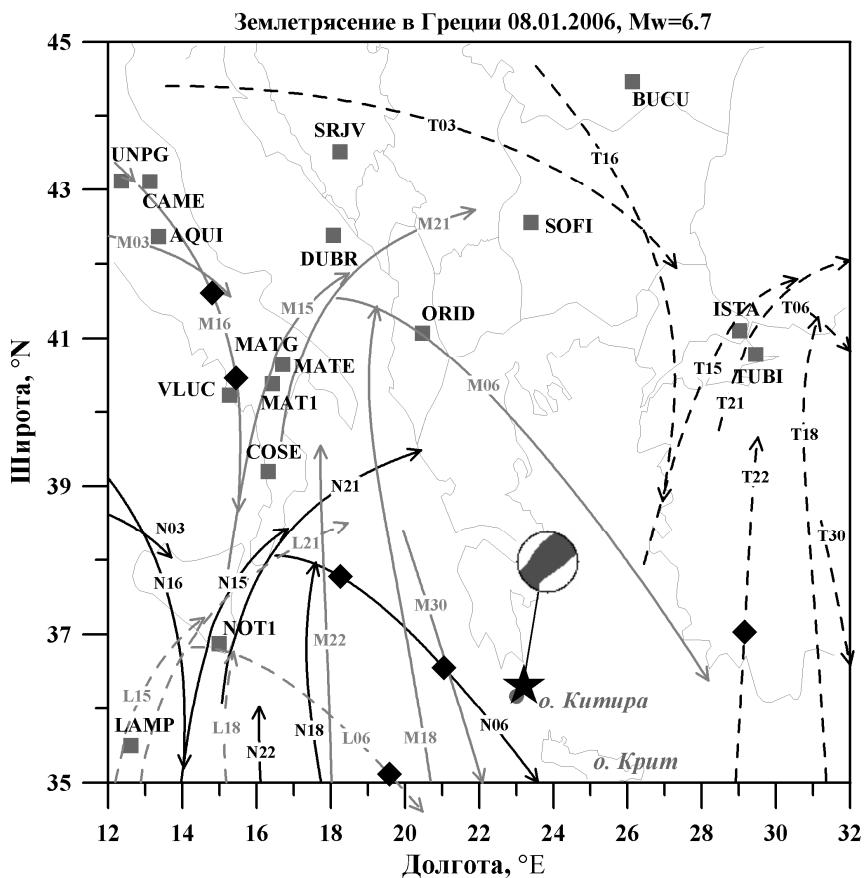


Рисунок 5.11 – Геометрия измерений над зоной землетрясения в Греции 08.01.2006. Звездочкой отмечен эпицентр землетрясения, квадратами – станции GPS, линиями – траектории ионосферных точек для НИСЗ GPS, наблюдавшихся на станциях NOT1 (черные сплошные линии), MATE (серые сплошные линии), TUBI (черные пунктирные линии), LAMP (серые пунктирные линии) в период 11:00-14:00 UT 08.01.2006. На стереограмме показан механизм очага ([URL: http://www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)).

Авторы [208] изучая поведение абсолютного вертикального ПЭС над зоной этого землетрясения, обнаружили аномальное (до 50% относительно невозмущенных условий) увеличение абсолютного ПЭС за день до главного толчка у о. Китира. Область повышенных значений ПЭС имела протяженность ~400 км по долготе и ~1500 км по широте. С целью выделения волновых возмущений ПЭС, возможно связанных с землетрясением в Греции, как после так и накануне основного толчка, мы провели исследование вариаций ПЭС для пяти дней с 5 по 9 января 2006 г.

Квадратами на рисунке 5.11 обозначены станции GPS, находящиеся в регионе. Из близлежащих к эпицентру станций GPS (LAMP, NOT1, COSE, MAT1, MATE, VLUC, DUBR, ORID, SOFI, ISTA, TUBI) данные измерений в период 05-09.01.2005 на сайте SOPAC (URL: <http://lox.ucsd.edu>) имелись для станций: LAMP, NOT1, MATE, ISTA, TUBI. Исходные ряды ПЭС, полученные на указанных станциях для всех видимых спутников GPS, были отфильтрованы в диапазонах периодов 02-10 мин и 02-20 мин. Нужно отметить, что качество данных не очень хорошее: в течение всех дней нередко наблюдались срывы фазы. Возмущения ПЭС наблюдались довольно часто. Можно выделить, например, возмущения, зарегистрировавшиеся в течение всех пяти дней, практически, на всех станциях (Рисунок 5.12): в период 05:00-10:00 UT для спутников PRN02, PRN04, PRN09, PRN21, PRN30; в период 00:00-02:00 UT для спутников PRN13, PRN29. Вероятно, часть из этих возмущений связана с прохождением терминатора.

Действительно, для широты 23°N время восхода Солнца 08 января 2006 г. составляет: 05:36 UT (06:36 LT) – на поверхности Земли; 04:16 UT (05:16 LT) – на высоте 300 км. А согласно [209], волновые возмущения, вызванные солнечным терминатором, могут наблюдаться в течение 2-3 часов и даже предшествовать терминатору (что связано с прохождением терминатора в магнитосопряженной области). В вечерние часы (20:00-24:00 UT) возмущения ПЭС над Грецией регистрируются реже. Время захода Солнца для широты 23°N в тот же день составляет: 16:24 UT (17:24 LT) – на поверхности Земли; 17:44 UT (18:44 LT) – на высоте 300 км.

Дальнейший анализ данных проводился для периода 10:00-15:00 UT каждого дня. Данный период содержит момент землетрясения 08.01.2006. В это время над станциями наблюдались спутники PRN03, PRN06, PRN15, PRN16, PRN18, PRN22, PRN30. Линиями на рисунке 5.11 нанесены траектории ионосферных точек для спутников GPS, наблюдавшихся над регионом 08.01.2006 на станциях NOT1, MATE, TUBI, LAMP в районе 11:00-14:00 UT.

Отклик на землетрясение 08.01.2006 выражен слабо. Возмущения, с наибольшей вероятностью вызванные землетрясением, можно выделить на лучах MATE-PRN16, NOT1-PRN06, TUBI-PRN22 (траектории, соответственно, M16, N06, T22 на рисунке 5.11). Более

отчетливо отклики проявляются в рядах ПЭС, отфильтрованных в диапазоне периодов 02-20 мин. Отфильтрованные вариации ПЭС на указанных лучах приведены на рисунках 5.13, 5.14. Отклик представлял собой колебания ПЭС с периодом около 15 мин. Средняя амплитуда отклика $A_I = 0.18$ TECU (Таблица 5.4). Максимумы амплитуды откликов отмечены ромбами на соответствующих траекториях ионосферных точек на рисунке 5.11. На траекториях NOT1-PRN06, MATE-PRN16 показаны положения первого и последнего максимумов, т.к. наблюдалось несколько периодов колебаний.

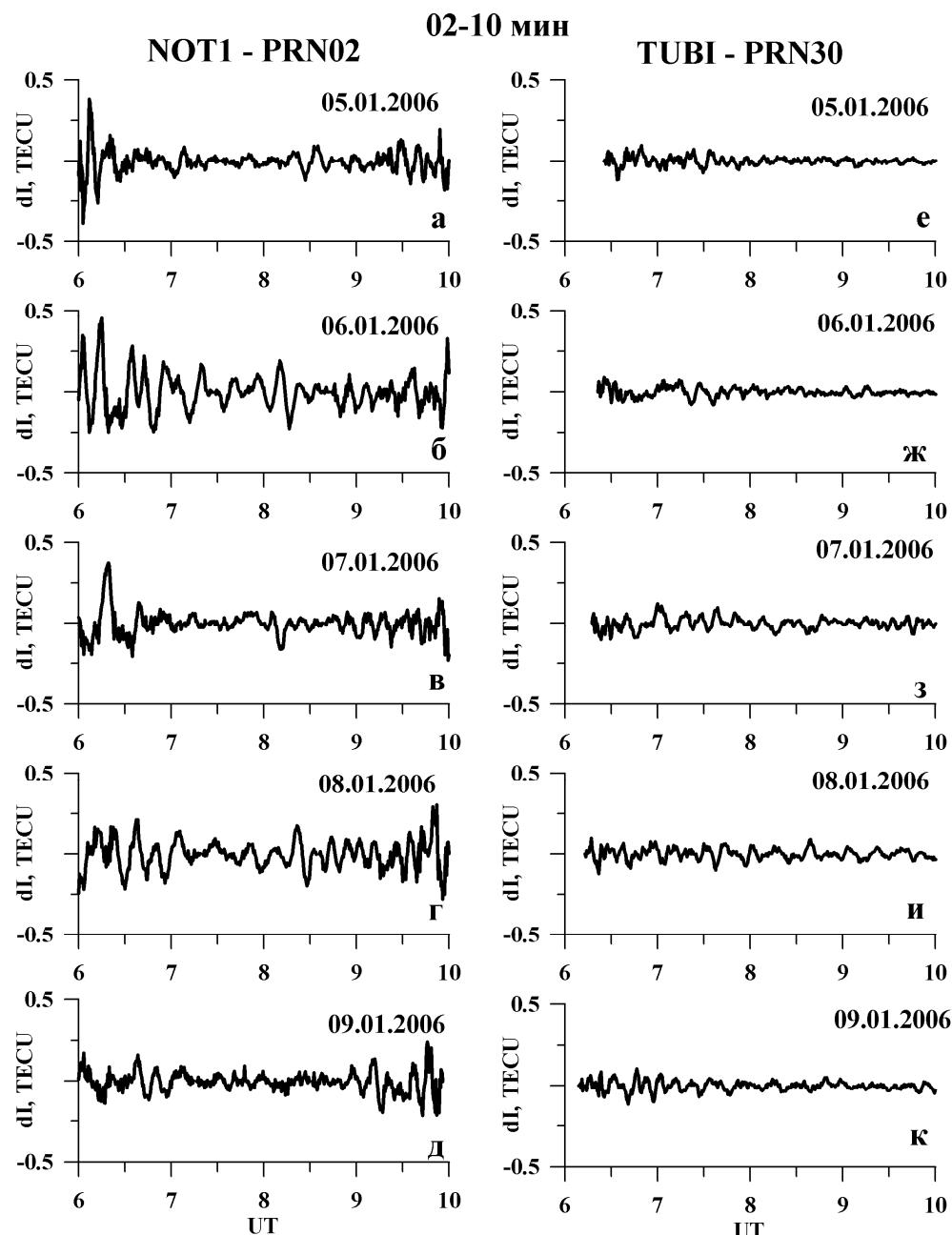


Рисунок 5.12 – Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-10 мин и наблюдавшиеся на лучах NOT1-PRN02 и TUBI-PRN30 в период 06:00-10:00 UT с 5 по 9 января 2006 г.

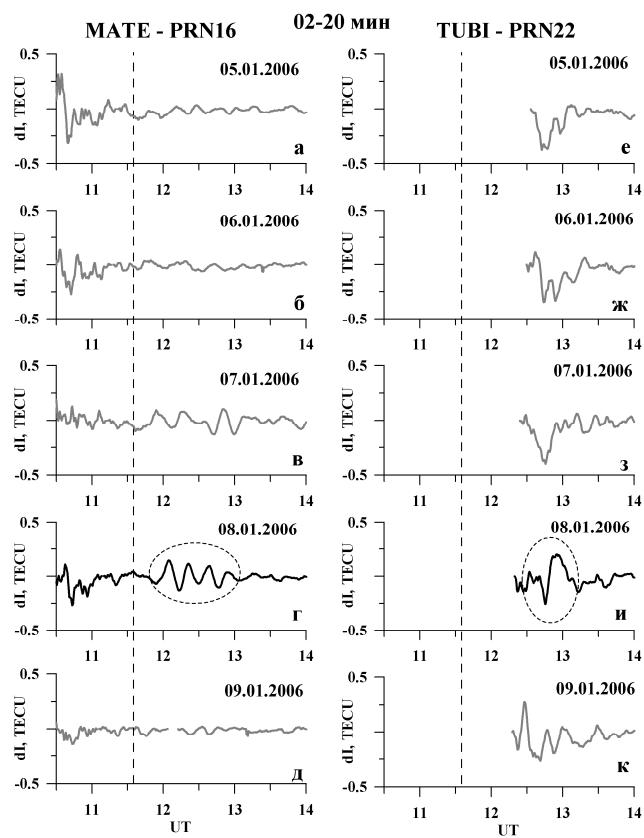


Рисунок 5.13 – Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин и наблюдавшиеся на станциях MATE (PRN16), TUBI (PRN22). Пунктиром отмечен момент землетрясения 08.01.2006.

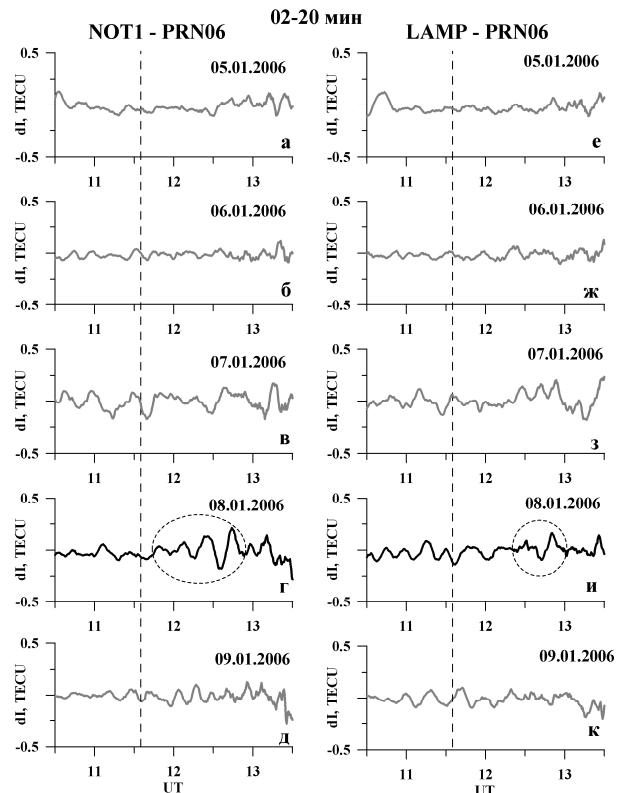


Рисунок 5.14 – Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин и наблюдавшиеся на станциях NOT1 (PRN06), LAMP (PRN06). Пунктиром отмечен момент землетрясения 08.01.2006.

Наиболее уверенно отклик выделяется на луче NOT1-PRN06 (траектория N06 на рисунке 5.11), проходившем в непосредственной близости от эпицентра землетрясения в период 11:00-14:00 UT. Подробный анализ вариаций ПЭС показал, что возмущение на луче начало регистрироваться через 14 мин после основного толчка на расстоянии ~490 км к северо-западу от эпицентра. Далее в вариациях ПЭС наблюдались три периода колебаний с возрастающей амплитудой. Увеличение амплитуды происходит, вероятно, за счет ракурсного эффекта. Максимальная амплитуда наблюдалась на расстоянии 195 км от эпицентра. Амплитуда возмущения на луче LAMP-PRN06 в 1.3 раза меньше максимальной амплитуды отклика на луче NOT1-PRN06. Это возмущение трудно выделить среди колебаний, наблюдавшихся на луче LAMP-PRN06 в предыдущие и последующие дни. Близость формы возмущения на луче LAMP-PRN06 к форме отклика на луче NOT1-PRN06 позволяет предполагать, что данное возмущение также может быть откликом на землетрясение. Возмущение на луче LAMP-PRN06 зарегистрировано на расстоянии 354 км к юго-западу о эпицентра.

Возмущение на луче TUBI-PRN22 имеет импульсную форму. Оно зарегистрировано через час после главного толчка на расстоянии ~535 км к северо-востоку от эпицентра. В предыдущие и последующий дни таких возмущений на луче TUBI-PRN22 не наблюдалось. На луче MATE-PRN16 возмущение зарегистрировано на расстоянии около 935 км от эпицентра. Возмущение представляет собой волну, которая наблюдалась в течение часа (как на луче NOT1-PRN06). 5, 6, 9 января похожих возмущений на луче MATE-PRN16 не регистрировалось, однако схожие по структуре колебания, наблюдались 7 января. Поведение ПЭС на луче MATE-PRN06 отличается сильной возмущенностью в течение всех дней, что не дает возможности выделить сейсмический отклик 08.01.2006 среди фоновых колебаний.

Таким образом, вариации ПЭС в период 5-9 января 2006 г. в районе Греции отличались высоким уровнем фоновых колебаний, что не могло быть связано с геомагнитной активностью, которая в это период была достаточно спокойной. Повышенный уровень колебаний частично обусловлен влиянием солнечного терминатора. После землетрясения 08.01.2006 у о. Китира на отдельных лучах "приемник-НИСЗ" зарегистрированы волновые возмущения ПЭС, возможно вызванные данным сейсмическим событием. Повышенный уровень фоновых вариаций ПЭС затруднил выделение и идентификацию откликов на землетрясение. Волновых возмущений ПЭС накануне землетрясения, однозначно связанных с подготовкой сейсмического события, выявить не удалось.

5.4. Возмущения ПЭС во время "слабых" землетрясений (Mw<6.5)

5.4.1. Поведение ПЭС во время Култукского землетрясения 27 августа 2008 г.

Характеристика землетрясения. 27 августа 2008 г. в 01:35 UT (10:35 местного времени) на юге озера Байкал произошло землетрясение, которое стало сильнейшим сейсмическим событием, зарегистрированным в пределах Байкальской впадины за последние 50 лет. Магнитуда землетрясения $Mw = 6.3$ (URL: <http://earthquake.usgs.gov>), энергетический класс $K = 15.9$ (URL: www.seis-bykl.ru), очаг располагался на глубине около 16 км (URL: <http://earthquake.usgs.gov>). Байкальским филиалом Геофизической службы (БФ ГС СО РАН) было зарегистрировано пять афтершоков с магнитудой от 3.6 до 5.3 (Таблица 5.5).

Землетрясение ощущалось на большой территории Сибири от Красноярска на западе до Читы на востоке и от Северобайкальска на севере до Улан-Батора в Монголии на юге. Максимальные эффекты сотрясений достигали 8 баллов (по шкале MSK-64) в п. Култук, расположенном на побережье Байкала в 28 км от эпицентра. В связи с этим землетрясение получило название Култукское. По данным БФ ГС СО РАН интенсивность сотрясений в некоторых населенных пунктах, расположенных в радиусе 80 км от эпицентра составляла (URL: www.seis-bykl.ru): г. Слюдянка (25 км от эпицентра) – 7.5 баллов, г. Байкальск (12 км) – 7 баллов, п. Маритуй (23 км) – 6.5 баллов, с. Быстрая (42 км) – 6.5 баллов, п. Торы (73 км) – 6.5 баллов, г. Иркутск (75 км) – 6 баллов, г. Шелехов (65 км) – 5-6 баллов, п. Листвянка (65 км) – 6 баллов. Как правило, с удалением от эпицентра, интенсивность сотрясений падает. Однако, в населенных пунктах Слюдянка, Байкальск, Маритуй, отстоящих на меньшие расстояния от эпицентра, чем п. Култук, сила землетрясения была несколько меньше, чем в Култуке. На спадание балльности существенное значение оказали структурно-геологические и инженерно-геологические условия территории, подверженной сейсмическим сотрясениям. По данным БФ ГС СО РАН вспарывание разрыва происходило в направлении от п. Утулик к п. Култук.

В целом, Култукское землетрясение произошло в пределах подводного сегмента зоны Главного Саянского разлома. В очаге превалировало сбросовое смещение с существенной сдвиговой составляющей (URL: <http://earthquake.usgs.gov>). Левосторонний сдвиг по близширотной плоскости соответствует установленным по геоморфологическим и структурно-геологическим данным сдвиговым смещениям по юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома и восточному сегменту Обручевского разлома.

В ИСЗФ СО РАН, ИЗК СО РАН и ОФП БНЦ СО РАН проведены координированные исследования геодинамических и ионосферных возмущений, сопровождавших Култукское

землетрясение. Результаты совместных работ с участием автора нашли отражение в [36, 210, 211]. В настоящем разделе представлены результаты анализа поведения ионосферы.

Таблица 5.5 – Характеристики афтершоков Култукского землетрясения (по данным сайта БФ ГС СО РАН, (URL: www.seis-bykl.ru)); К – энергетический класс, Ms – магнитуда по поверхности волне Релея

Дата	Время в очаге (GMT)	Широта, °N	Долгота, °E	Глубина, км	К	Ms
27.08.2008	01:41:31	51.63	104.01	15	13.0	5.3
27.08.2008	02:07:56	51.63	103.81	15	12.0	4.5
27.08.2008	03:29:13	51.63	104.07	15	10.5	4.3
28.08.2008	07:27:25	51.68	103.59	10	10.4	-
30.08.2008	13:53:28	51.67	103.93	10	12.1	4.6

Поведение ПЭС. Исследования поведения ионосферной плазмы во время Култукского землетрясения проводились по данным вариаций ПЭС, которые рассчитывались на основе фазовых измерений двухчастотных приемников GPS, расположенных в Иркутске (станция IRKM) и в Улан-Удэ (станция ULAZ). На рисунке 5.15 показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, которые наблюдались на станциях IRKM (а) и ULAZ (б) 27 августа 2008 г. в период 00:00-08:00 UT. Траектории рассчитаны для $h_{\max} = 300$ км. Время наблюдения спутников GPS приведено в Таблице 5.6. В момент землетрясения непосредственно над эпицентром наблюдались спутники с номерами 14, 22, 31. Их траектории показаны толстыми черными линиями на рисунке 5.15. Спутники с номерами 16, 23, 29 (пунктирные линии) наблюдались над зоной Култукского землетрясения после основного толчка. Исследование вариаций ПЭС было проведено для всех спутников GPS, указанных в Таблице 5.6.

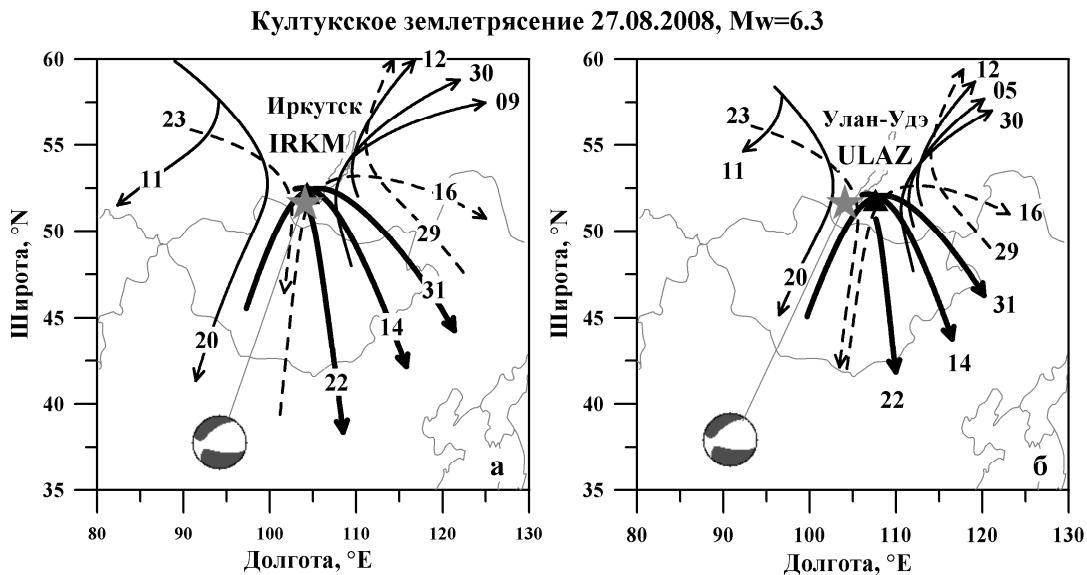


Рисунок 5.15 – Траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях IRKM (а) и ULAZ (б) 27 августа 2008 г. в период 00:00-08:00 UT. Положение станций отмечено треугольниками, цифры у траекторий обозначают номера ИСЗ GPS. Звездочкой показан эпицентр Култукского землетрясения. На стереограмме показан механизм очага (URL: <http://www.globalcmt.org>).

Таблица 5.6 – Время наблюдения спутников GPS на станциях IRKM и ULAZ 27 августа 2008 г.

Номер ИСЗ GPS	Время UT наблюдения на станции IRKM	Время UT наблюдения на станции ULAZ
05	-	00:00-02:53
09	00:00-01:05	-
11	00:00-01:49	00:00-01:06
12	00:00-02:22	00:00-02:20
14	00:00-03:52	00:00-03:46
16	01:56-08:00	02:07-07:51
20	00:50-05:14	01:05-04:53
22	00:00-02:13	00:00-02:00
23	02:38-07:05	02:39-07:30
29	01:56-05:15	02:10-05:10
30	00:00-03:53	00:00-03:51
31	00:00-06:15	00:00-06:06

Исходные временные ряды вариаций ПЭС подвергались фильтрации в двух диапазонах периодов: 02-20 мин и 01-10 мин. В качестве примера на рисунках 5.16, 5.17 приведены отфильтрованные вариации ПЭС, полученные для спутника PRN31 на станции IRKM (Рисунок 5.16) и спутника PRN30 на станции ULAZ (Рисунок 5.17) в день Култукского землетрясения 27.08.2008, за день до (26.08.2008) и день после (28.08.2008) основного толчка.

Как видно, колебания ПЭС после землетрясения не превышали уровня фоновых флюктуаций, т.е. землетрясение не вызвало заметных изменений в поведении ионосферной плазмы. В тоже время в обоих диапазонах периодов можно выделить увеличение амплитуды колебания ПЭС (00:00-01:30 UT), которые наблюдались каждый день, при этом траектории ионосферных точек проходили над южной частью Монголии.

Аналогичные результаты были получены для всех рассматривавшихся ИСЗ GPS. Ни на одном из лучей "приемник-спутник" не удалось выделить отклик ионосферы ни на главный толчок Култукского землетрясения, ни на его афтершоки, которые наблюдались в 01:41 UT ($Mw=4.9$), 02:07 UT ($Mw=4.3$), 03:29 UT ($Mw=4.1$). А на лучах, проходивших над южной Монголией, регистрировалось заметное усиление интенсивности колебаний ПЭС: в диапазоне периодов 02-20 мин амплитуда колебаний достигала 0.3-0.4 TECU, в диапазоне 01-10 мин – 0.2 TECU.

Анализ возможных причин отсутствия ионосферного отклика. Возможными причинами отсутствия отклика в ионосфере могли явиться: малая интенсивность, подводный характер, механизм очага Култукского землетрясения. Как отмечалось в п. 5.1, при землетрясениях с магнитудами, различающимися на единицу, амплитуды сейсмических волн отличаются не менее, чем в 10 раз. Таким образом, амплитуда сейсмических волн во время Култукского землетрясения была в десятки-сотни раз ниже, чем для сильных землетрясений ($Mw>7.0$), рассмотренных в п. 5.2, и в несколько раз ниже, чем для умеренных землетрясений ($6.5 \leq Mw \leq 7.0$), описанных в п. 5.3. Вероятно, сейсмической энергии Култукского землетрясения оказалось недостаточно для генерации возмущений ПЭС, различимых на уровне фоновых флюктуаций.

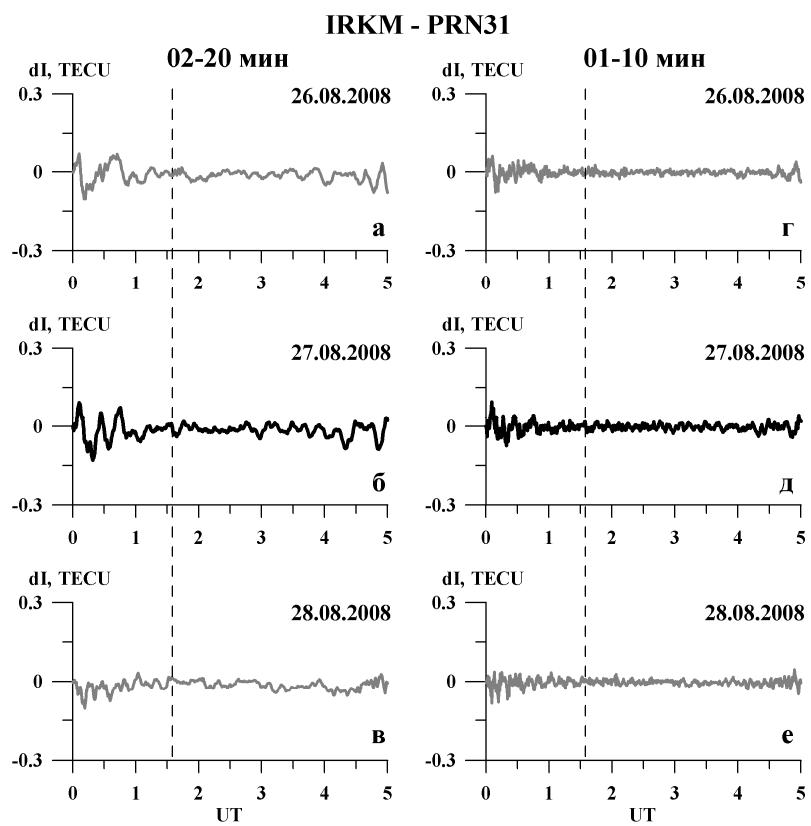


Рисунок 5.16 – Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазонах периодов 02-20 мин (слева) и 01-10 мин (справа), полученные для спутника GPS PRN31 на станции IRKM 26-28 августа 2008 г. в период 00:00-05:00 UT. Момент Култукского землетрясения 27.08.2008 отмечен пунктирной линией.

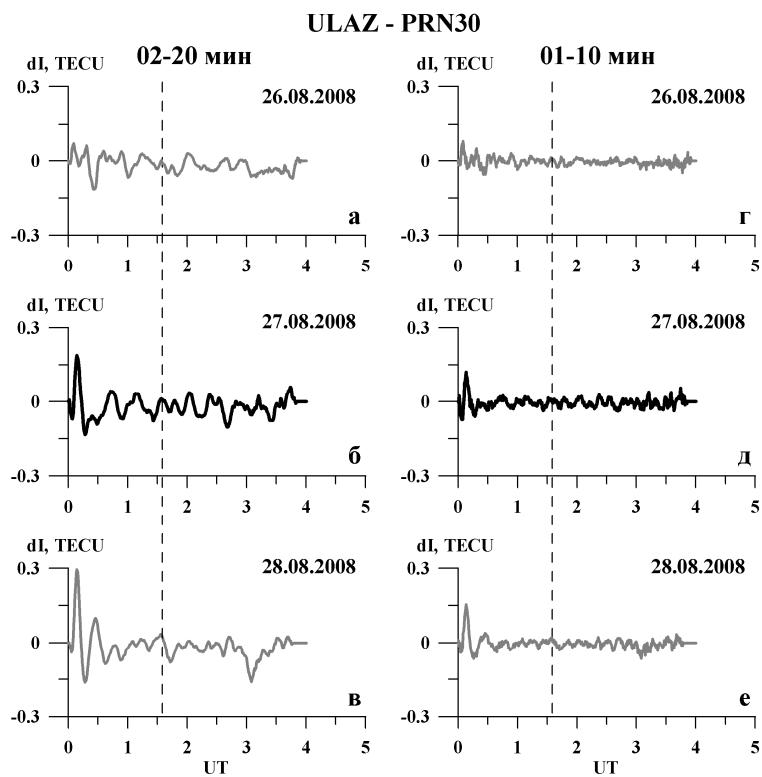


Рисунок 5.17 – То же, что на рисунке 5.16, но для станции ULAZ и спутника GPS PRN30.

Култукское землетрясение носило подводный характер и одной из возможных причин отсутствия ионосферного отклика могла бы оказаться почти километровая толща воды над эпицентром. Однако, в мировой практике (пп. 5.2, 5.5) реакция ионосферы на подводные землетрясения регистрировалась неоднократно, т.е. большой слой воды над эпицентром не может служить препятствием для генерации внутренних атмосферных волн.

Важную роль в формировании отклика ионосферы должен играть механизм очага землетрясения (п. 5.1). Можно ожидать, что к возбуждению распространяющихся вверх атмосферных волн (а, следовательно, и к появлению отклика в ионосфере) приводят только вертикальные смещения земной поверхности, т.е. сдвиговый тип фокального механизма может также являться причиной отсутствия реакции ионосферы на землетрясение. Во время Култукского землетрясения вертикальные смещения присутствовали: в очаге преобладало сбросовое смещение со сдвиговой составляющей. Таким образом, наиболее вероятной причиной отсутствия отклика ионосферы на Култукское землетрясение является его малая интенсивность.

5.4.2. Поведение ПЭС во время землетрясений с $Mw < 6.5$ в Байкальском регионе (1998-2011 гг.)

В связи с отсутствием ионосферного отклика на Култукское землетрясение представляло интерес провести анализ поведения ПЭС во время других землетрясений в Байкальском регионе и сравнить появляемость откликов ПЭС на слабые землетрясения в различных районах земного шара.

Байкальская рифтовая система (БРС) является одним из наиболее сейсмически активных регионов: за месяц здесь регистрируется в среднем 700-800 землетрясений (URL: <http://www.seis-bykl.ru>). В тоже время БРС отличается не очень высокой магнитудой подземных толчков. Последнее землетрясение с $Mw > 7$ было зафиксировано в 1967 г. (Могодское землетрясение 05.01.1967, $Mw=7.8$). После этого наблюдались только три толчка с $Mw > 6$ (URL: <http://www.seis-bykl.ru>): Култукское землетрясение 27.08.2008 г. ($Mw=6.3$), Тувинские землетрясения 27.12.2011 ($Mw=6.7$) и 26.02.2012 ($Mw=6.6$). Характер реакции ПЭС на эти землетрясения описан в пп. 5.3.1, 5.4.1. Далее для анализа были выбраны 6 наиболее крупных землетрясений, зафиксированных в Байкальском регионе в 1999-2011 гг., эпицентры которых располагались вблизи станций GPS. Характеристики землетрясений получены на сайтах (URL: <http://www.seis-bykl.ru>; URL: <http://earthquake.usgs.gov>; URL: <http://www.globalcmt.org>) и приведены в Таблице 5.7. В Таблице 5.7 указаны также значения индекса ΣK_p , характеризующего уровень геомагнитной активности (URL: <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp>). Геомагнитная обстановка была спокойной ($\Sigma K_p < 16$), что способствовало выделению возмущений сейсмического происхождения.

Таблица 5.7 – Сведения о землетрясениях в Байкальском регионе

Дата	Время UT/LT	Эпицентр	Mw	Класс	ΣKp
25.02.2010	04:27/11:27	52.19°N; 105.90°E	4.1	11.8	6+
16.03.2010	06:11/12:11	51.17°N; 97.08°E	4.2	12.3	7
19.03.2010	09:30/16:30	54.49°N; 110.11°E	5.3	13.9	6+
16.07.2011 <i>Туркинское</i>	18:38/01:38	52.88°N; 108.52°E	5.3		7
25.02.1999 <i>Южно-Байкальское</i>	18:58/01:58	51.64°N; 104.82°E	5.9	14.6	11
10.11.2005	19:29/03:29	57.37°N; 120.77°E	5.9	15.7	4

Геометрия измерений показана на рисунке 5.18. Использовались данные GPS-станций IRKT, IRKM, ULAB, входящих в Международную сеть IGS (URL: <http://sopac.ucsd.edu>), а также станции BADG, расположенной в урочище Бадары в обсерватории ИПА РАН (URL: www.ipa.nw.ru) и станции ULAZ в г. Улан-Удэ (ИФМ СО РАН). Для характеристики распределения лучей "приемник-НИСЗ" на рисунке 5.18 линиями показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, на станциях IRKM, BAGD, ULAB в день Туркинского землетрясения 16 июля 2011 г. в период 17:00-21:00 UT. Линии промаркированы по первой букве станции и номеру НИСЗ.

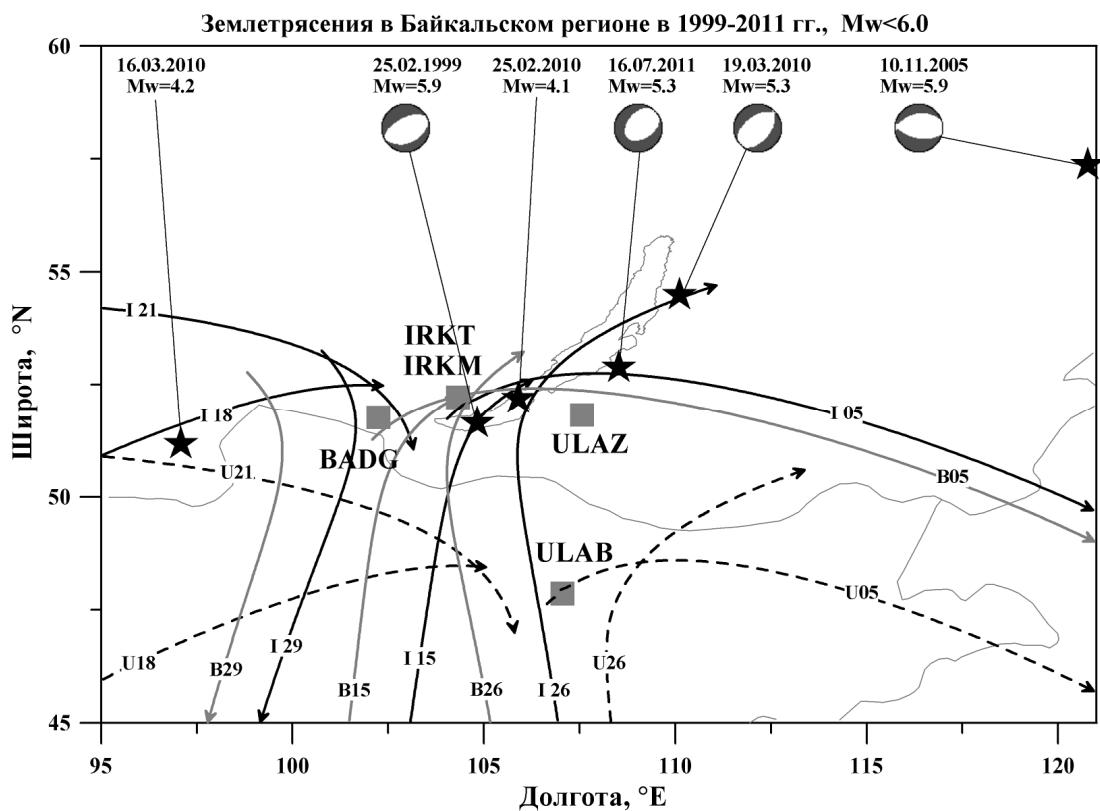


Рисунок 5.18 – Геометрия измерений во время землетрясений в Байкальском регионе в 1999-2011 гг. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений. На стереограммах показан механизм очагов (URL: <http://www.globalcmt.org>). Положение станций GPS отмечено квадратами. Линиями показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях IRKM (черные), BAGD (серые), ULAB (пунктир) 16.07.2011 в период 17:00-21:00 UT.

С целью выделения возмущений, вызванных землетрясением, исходные ряды ПЭС, рассчитанного по двухчастотным фазовым измерениям приемников GPS, были отфильтрованы в диапазоне периодов 02-10 мин. Примеры отфильтрованных вариаций ПЭС в день землетрясения, за день до и день после основного толчка для шести сейсмических событий приведены на рисунке 5.19.

Как видно, амплитуда колебаний ПЭС после слабых землетрясений в Байкальском регионе не превышала уровня фоновых флюктуаций. При этом для четырех (25.02.1999, 16.07.2011, 19.03.2010 10.11.2005) исследовавшихся землетрясений в механизме очага преобладала сбросовая составляющая, т.е. присутствовали вертикальные смещения земной поверхности, которые должны генерировать атмосферные волны. Для землетрясений 16.03.2010, 25.02.2010 определить механизм очага не удалось, т.к. на сайте (URL: <http://www.globalcmt.org>) фокальные механизмы приводятся только для толчков с $Mw > 5$.

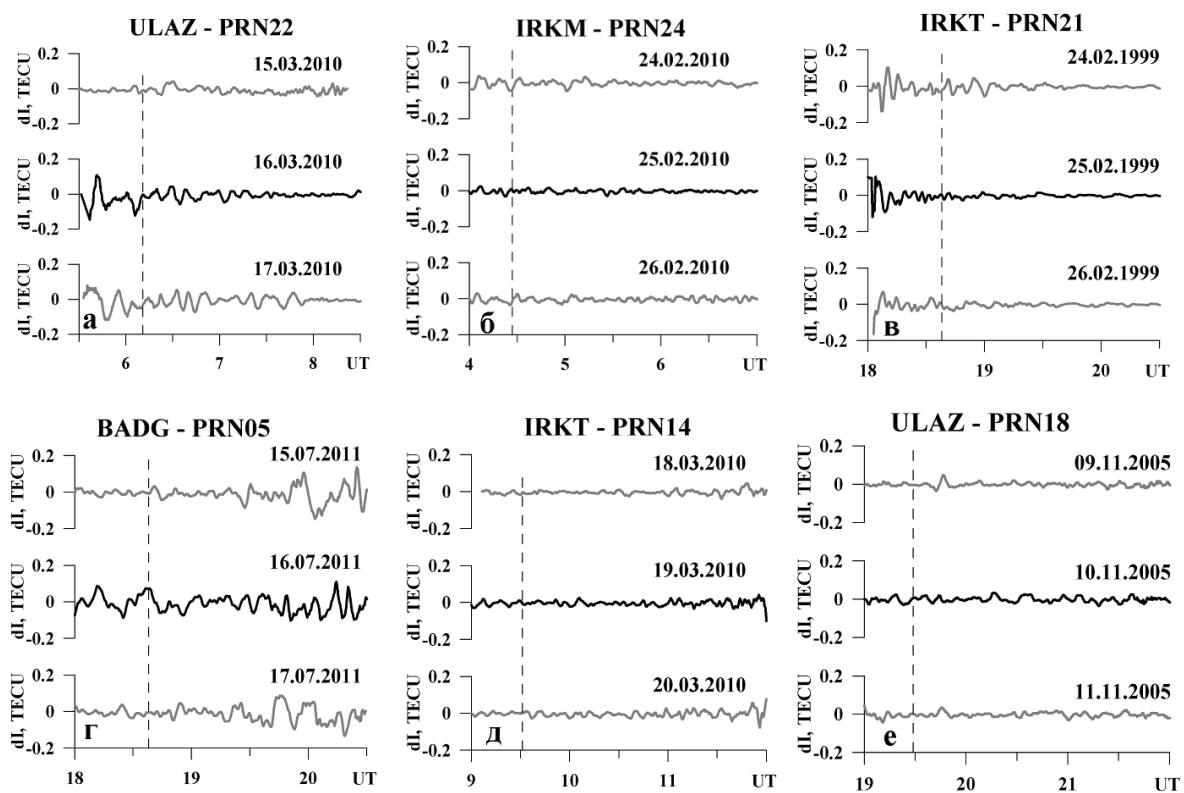


Рисунок 5.19 – Вариации ПЭС во время землетрясений в Байкальском регионе в 1999-2011 гг. Моменты землетрясений отмечены пунктирными линиями.

5.4.3. Поведение ПЭС во время землетрясений с $Mw < 6.5$ в Японии

Проведен анализ 5 землетрясений с магнитудами от 6.0 до 6.2, зарегистрированных 13-15 марта 2011 г. (Таблица 5.8). Характеристики землетрясений получены на сайтах

(URL: <http://earthquake.usgs.gov>; URL: <http://www.globalcmt.org>). Геомагнитная обстановка в исследуемый период была спокойной: суммарный за сутки индекс $\Sigma Kp < 16$ (Таблица 5.8).

Таблица 5.8 – Сведения о землетрясениях в Японии

Дата	Время UT/LT	Эпицентр	Mw	ΣKp
15.03.2011	13:31/22:31	35.27°N; 138.58°E	6.0	1+
15.03.2011	13:27/22:27	37.58°N; 142.24°E	6.1	1+
15.03.2011	15:23/00:23	40.33°N; 143.29°E	6.1	1+
14.03.2011	06:12/15:12	37.78°N; 142.46°E	6.1	5+
13.03.2011	01:26/10:26	35.72°N; 141.64°E	6.2	13

Для расчетов ПЭС использовались данные станций AIRA, CHAN, DAEJ, SHAO, SUWN, TSKB, USUD Международной сети IGS (URL: <http://sopac.ucsd.edu>). Распределение очагов землетрясений и геометрия измерений показаны на рисунке 5.20. Линии на рисунке 5.20 отмечают траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях TSKB, DAEJ, USUD 14 марта 2011 г. в период 06:00-10:00 UT. На рисунке 5.21 показаны отфильтрованные в диапазоне 02-10 мин вариации ПЭС в день землетрясения и контрольные дни для землетрясений 14.03.2011 06:12 UT (а), 15.03.2011 15:23UT (б), 13.03.2011 01:26 UT (в).

Во время двух землетрясений (14.03.2011 06:12 UT, 15.03.2011 15:23UT) вариации ПЭС имели спокойный характер, и можно с уверенностью сказать, что после этих толчков возмущения ПЭС, превышающие фоновый уровень, не зарегистрированы ни на одном из лучей "приемник-спутник" (Рисунок 5.21а,б). В Таблице 5.8 эти землетрясения выделены серым цветом. Для трех других землетрясений из Таблицы 5.8 (независимо от их магнитуды) на многих лучах "приемник-спутник" в вариациях ПЭС присутствовали довольно интенсивные колебания с амплитудой ~ 0.1 TECU и периодом около 10 мин. Как правило, подобные колебания наблюдались и в контрольные дни. Примеры таких колебаний показаны на рисунке 5.21в. В некоторых случаях возмущения имели форму волновых пакетов с длительностью около 1 ч. Подобная картина характерна для волн, генерируемых солнечным терминатором (СТ). Действительно, все рассматриваемые события (строки без заливки в Таблице 5.8) относятся к утренним или вечерним часам местного времени LT. Рассчитанное нами время восхода и захода Солнца на высоте максимума ионизации $h_{max}=300$ км в исследуемом регионе (широта 35°N) составило 04:43 LT и 19:16 LT, соответственно. Как показано в [212], в весенний период регистрация волновых пакетов в районе Японии начинается примерно за час до появления вечернего солнечного терминатора, а максимальное число пакетов наблюдается спустя 3-4 ч после его прохождения. В утреннее время весной волны появляются спустя около 4 ч после прохождения утреннего СТ и наблюдаются течение 3-4 ч [212]. Таким образом, в периоды 08-12 LT и 18-23 LT в марте 2011 г. в Японии наиболее велика вероятность появления

волн, генерируемых солнечным терминатором. Зарегистрированные нами в эти периоды возмущения ПЭС, с большой вероятностью, представляют собой отклики на прохождение СТ. Выделить на их фоне более слабые эффекты землетрясений с помощью простых визуальных методов не представляется возможным.

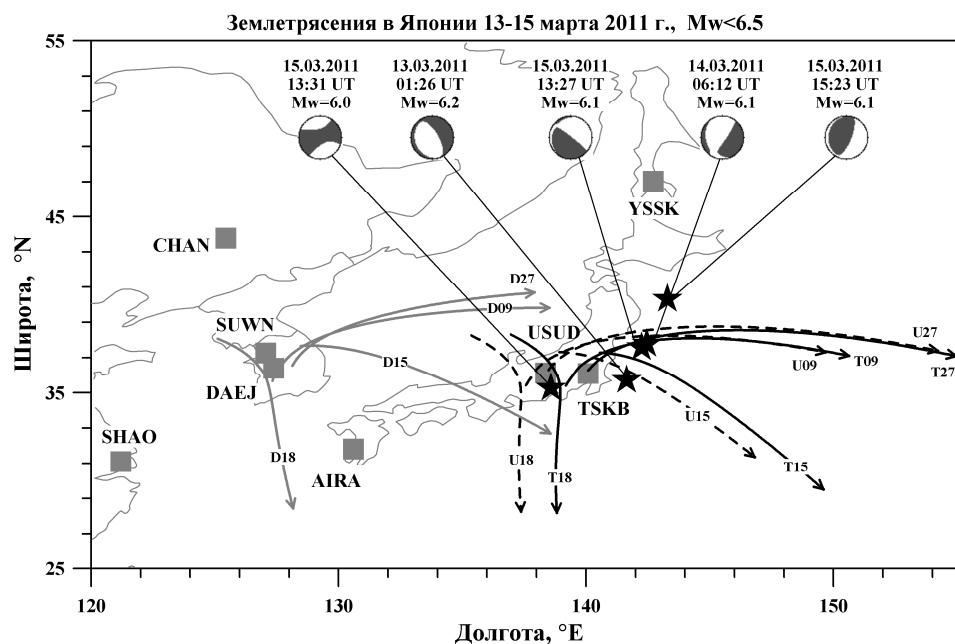


Рисунок 5.20 – Геометрия измерений во время землетрясений в Японии 13-15 марта 2011г. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений. На стереограммах показан механизм очагов (URL: <http://www.globalcmt.org>). Положение станций GPS отмечено квадратами. Линиями показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях TSKB (черные), DAEJ (серые), USUD (пунктир) 14.03.2011 в период 06:00-10:00 UT.

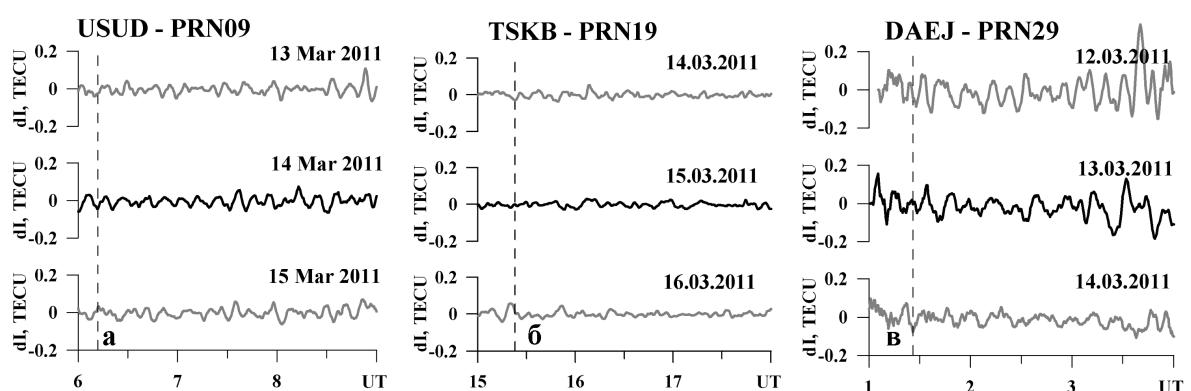


Рисунок 5.21 – Вариации ПЭС во время землетрясений в Японии 13-15 марта 2011г. Моменты землетрясений отмечены пунктирными линиями.

5.5. Анализ полученных результатов

Характеристики исследованных в диссертации землетрясений различной интенсивности обобщены в Таблице 5.9. Приведены описания механизмов очагов, любезно предоставленные сотрудником ИЗК СО РАН к.г.-м.н. В.А. Саньковым на основе данных сайта (URL: <http://www.globalcmt.org>), а также амплитуды A_1 откликов ПЭС, зарегистрированные после землетрясений. Три землетрясения в Японии с магнитудами 6.0-6.2 (строки без заливки в Таблице 5.8) исключены из рассмотрения, поскольку фоновые возмущения ПЭС не дали возможности судить о наличии/отсутствии отклика на эти сейсмические события.

Проанализировано 8 землетрясений с магнитудами $7.1 \leq M_w \leq 9.0$ в различных регионах земного шара (Япония, Турция, о. Суматра, Сальвадор). Волновые отклики в вариациях ПЭС зарегистрированы на все указанные землетрясения. Отклики были более ярко выражены и зарегистрировались на большом числе лучей "приемник-НИСЗ" для землетрясений, имевших существенную вертикальную составляющую в очаге (взбросовый, сбросовый, свидиго-взбросовый, свидиго-сбросовый типы фокального механизма): Япония, 11.03.2011; Сальвадор 13.01.2001; Суматра, 04.06.2000. Можно отметить тенденцию увеличения средней амплитуды отклика на такие землетрясения с ростом магнитуды. Эта тенденция установлена также в [213], где на основе анализа 11 сильных землетрясений ($M_w=7.2-9.1$) выявлен рост амплитуды отклика ПЭС с увеличением магнитуды. Согласно полученным в диссертации данным, после землетрясений сдвигового типа (Суматра, 11.04.2012) отклики наблюдались на отдельных лучах и имели относительно невысокую амплитуду. Это свидетельствует о том, что фокальный механизм оказывает влияние на формирование ионосферных откликов на землетрясения. Регистрация откликов сильных землетрясений на большом числе станций дает возможность определять характеристики возмущений ионосферной плазмы и изучать их динамику.

После трех исследовавшихся землетрясений с магнитудами 6.6-6.7 в Восточной Сибири и Европе волновые возмущения ПЭС с небольшой амплитудой (~ 0.1 TECU) регистрировались на отдельных лучах "приемник-спутник". Возмущения наблюдались на расстояниях 200-900 км от эпицентров. Горизонтальная скорость перемещения возмущений, оценка которой была выполнена по времени регистрации отклика и расстоянию его от эпицентра, составляла 170-360 м/с, что близко к скорости звука в нижней атмосфере. В фокальных механизмах всех трех землетрясений преобладала сдвиговая составляющая, это могло повлиять на интенсивность откликов в ионосфере.

Таблица 5.9 – Характеристики землетрясений различной интенсивности и амплитуда отклика ПЭС

Дата Время UT	Регион	Эпицентр	Mw	Механизм очага	A _b , TECU
Mw>7.0					
11.03.2011 05:46	Япония	38.30°N 142.37°E	9.0	<i>Tohoku</i> . Механизм взбросового типа с субгоризонтальной и субвертикальной плоскостями разрывов.	1.8
11.04.2012 08:39	Суматра	2.24°S; 92.78°E	8.6	Механизм сдвигового типа. Левосторонний сдвиг по плоскости субширотного простириания и правосторонний – по плоскости СВ-ЮЗ простириания.	0.10
11.04.2012 10:44	Суматра	0.76°S; 92.25°E	8.2	Механизм сдвигового. Левосторонний сдвиг по плоскости субширотного простириания и правосторонний – по плоскости СВ-ЮЗ простириания.	0.21
04.06.2000 16:28	Суматра	4.7°S; 102.1°E	7.8	Механизм сдвигово-взбросового типа с простирианием плоскостей разрывов на северо-восток.	0.25
13.01.2001 17:33	Сальвадор	12.8°N; 88.8°W	7.7	Механизм сбросового типа с северо-западным простирианием плоскостей разрывов.	0.13
17.08.1999 00:01	Турция	40.7°N; 29.9°E	7.6	Механизм сдвигового типа с широтной и меридиональной плоскостями разрывов.	0.14
10.01.2012 18:36	Суматра	2.43°S; 93.21°E	7.2	Механизм сдвигового типа с крутыми плоскостями разрыва субмеридионального и субширотного простирианий.	0.07
12.11.1999 16:57	Турция	40.8°N; 31.1°E	7.1	Механизм сдвиго-бросового типа с субширотной и субмеридиональной плоскостями разрывов.	0.08
6.5≤Mw≤7.0					
08.01.2006 11:35	Греция	36.31°N 23.21°E	6.7	Механизм сдвигово-взбросового типа с простирианием плоскостей разрывов на северо-восток.	0.18
27.12.2011 15:21	Тува	51.84°N 95.91°E	6.7	<i>Тувинское</i> . Механизм сдвигового типа. Плоскости разрыва имеют СЗ-ЮВ (правый взбросо-сдвиг) и субширотное (левый взбросо-сдвиг) простириание.	0.08
26.02.2012 06:17	Тува	51.76°N 96.06°E	6.6	<i>Тувинское</i> . Механизм сдвигово-взбросового типа. Плоскости разрывов имеют СЗ-ЮВ и субширотное простириание.	0.12
Mw<6.5					
27.08.2008 01:35	Байкал	51.62°N 104.06°E	6.3	<i>Култукское</i> . Механизм сбросового типа с существенной сдвиговой составляющей. Левосторонний сдвиг по близширотной плоскости и правосторонний – по северо-восточной плоскости.	-
14.03.2011 06:12	Япония	37.78°N 142.46°E	6.1	Механизм сдвиго-бросового типа с северо-восточной крутой и северо-западной пологой плоскостями разрывов.	-
15.03.2011 15:23	Япония	40.33°N 143.29°E	6.1	Механизм взбросового типа с пологой и крутой плоскостями разрывов в очаге субмеридионального простириания.	-
25.02.1999 18:58	Байкал	51.64°N 104.82°E	5.9	<i>Южно-Байкальское</i> . Механизм сбросового типа с северо-восточным простирианием плоскостей разрывов в очаге.	-
10.11.2005 19:29	Байкал	57.37°N 120.77°E	5.9	Механизм сбросового типа с северо-восточным простирианием плоскостей разрывов в очаге.	-
19.03.2010 09:30	Байкал	54.49°N 110.11°E	5.3	Механизм сбросового типа с северо-восточным простирианием плоскостей разрывов в очаге.	-
16.07.2011 18:38	Байкал	52.88°N; 108.52°E	5.3	<i>Туркинское</i> . Механизм сбросового типа с небольшой сдвиговой составляющей по плоскостям разрыва северо-восточного простириания.	-
16.03.2010 06:11	Байкал	51.17°N 97.08°E	4.2	-	-
25.02.2010 04:27	Байкал	52.19°N 105.90°E	4.1	-	-

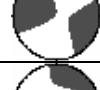
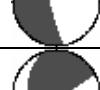
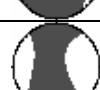
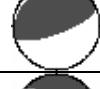
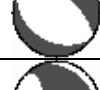
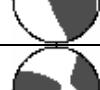
Анализ 9 землетрясений с магнитудой $Mw < 6.5$ в Байкальском регионе и Японии показал, что данные землетрясения не вызвали заметных изменений в поведении ПЭС: амплитуда колебаний ПЭС после землетрясения не превышала уровня фоновых флюктуаций. При этом отклики не наблюдались как при горизонтальных смещениях земной поверхности (существенная сдвиговая составляющая в механизме очага; землетрясения 27.08.2008 в Байкальском регионе и 14.03.2011 в Японии), так и при вертикальных (преобладание сбросовой или взбросовой составляющей в механизме очага; землетрясения 25.02.1999, 10.11.2005, 19.03.2010, 16.07.2011 в Байкальском регионе и 15.03.2011 в Японии).

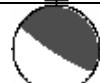
Таким образом в результате изучения отклика ионосферы на землетрясения различной интенсивности обнаружено, что после землетрясений с магнитудами 4.1.0-6.3 волновых возмущений в вариациях ПЭС выделить не удается. Отклики на землетрясения с $Mw = 6.6-6.7$ регистрировались лишь на отдельных лучах "приемник-НИСЗ", имели небольшую амплитуду; их трудно выделять на уровне фоновых колебаний. Возмущения ПЭС, вызванные сильными землетрясениями с магнитудами $7.1 \leq Mw \leq 9.0$, в целом, регистрируются уверенно, что позволяет определять их характеристики и рассчитывать параметры движения.

Полученные результаты подтверждаются данными других исследователей. Автором проведен как можно более полный обзор работ за период 1964-2013 гг., в которых сообщалось о регистрации волновых возмущений в ионосфере после землетрясений. Результаты обзора представлены в Таблице 5.10, где приведены характеристики землетрясений, после которых были зарегистрированы перемещающиеся ионосферные возмущения. В последнем столбце Таблицы 5.10 указаны работы, в которых сообщается о регистрации ПИВ после землетрясения. Данные о параметрах землетрясений получены на сайте (URL: <http://earthquake.usgs.gov>). Как видно из таблицы, магнитуда землетрясений, имевших волновой отклик в ионосфере, была не ниже 6.5.

Таблица 5.10 – Землетрясения, после которых наблюдались волновые возмущения в ионосфере

Дата	Регион	Эпицентр	Время (UT)	Mw	Примечание	Механизм очага	Публикации
28.03.1964	Аляска	61.10°N; 212.40°E	03:36	8.5		-	[181, 214]
16.05.1968	Япония	40.90°N; 143.40°E	00:48	8.1	подводное	-	[215, 216]
11.08.1969	Курильские о-ва	43.50°N; 147.40 °E	21:27	8.2	подводное	-	[217]
21.04.1977	Соломоново море	9.97°S; 160.73°E	04:24	8.1	подводное		[218]
29.07.1977	Соломоново море	8.03°S; 155.54°E	11:16	7.2	подводное		[218]
07.10.1977	Индонезия	9.95°S; 117.32°E	12:11	6.5	подводное		[218]

21.03.1982	Япония	42.16°N; 142.36°E	02:32	7.1	подводное		[219]
07.12.1988	Армения	40.99°N; 44.19°E	07:41	6.8			[220]
17.01.1994	Калифорния	34.21°N; 241.46°E	12:31	6.7			[31]
31.03.1994	Австралия	22.06°S; 180.47°E	22:41	6.5			[221]
04.10.1994	Япония	43.77°N; 147.32°E	13:23	8.3	подводное		[188, 213]
05.12.1997	Курильские о-ва	54.84°N; 162.04°E	11:27	7.8	подводное		[222]
17.08.1999	Турция	40.75°N; 29.86°E	00:02	7.6			[66, 223]
20.08.1999	Коста-Рика	09.04°N; 275.84°E	10:02	6.9			[223]
20.09.1999	Тайвань	23.77°N; 120.98°E	17:47	7.7			[213, 223, 224]
30.09.1999	Мексика	16.06°N; 263.07°E	16:31	7.5			[223]
16.10.1999	Калифорния	34.59°N; 243.73°E	09:47	7.2			[195, 223]
12.11.1999	Турция	40.76°N; 31.16°E	16:57	7.2			[66, 223]
28.01.2000	Курильские о-ва	43.05°N; 146.84°E	14:21	6.8	подводное		[223]
28.03.2000	Япония	22.34°N; 143.73°E	11:00	7.6	подводное		[223]
04.05.2000	Индонезия	01.11°S; 123.57°E	04:21	7.6	подводное		[223]
04.06.2000	Суматра	4.72°S; 102.09°E	16:28	7.9	подводное		[66, 223]
18.06.2000	Индийский океан	13.80°S; 97.45°E	14:44	7.9	подводное		[223]
16.11.2000	Новая Ирландия	05.23°S; 153.10°E	07:42	7.8	подводное		[223]
13.01.2001	Сальвадор	13.05°N; 271.34°E	17:33	7.7	подводное		[66, 225]
23.06.2001	Перу	16.26°S; 286.36°E	20:33	8.4	подводное		[182, 183]
03.11.2002	Аляска	63.52°N; 212.56°E	22:13	7.9			[183, 191, 226]

25.09.2003	Япония (<i>Хоккайдо</i>)	41.82°N; 143.91°E	19:50	8.3	подводное		[176, 183-185, 213]
05.09.2004	Япония	33.07°N; 136.62°E	10:07	7.2	подводное		[184, 213]
28.11.2004	Япония	43.01°N; 145.12°E	18:32	7.0	подводное		[227]
06.12.2004	Япония	42.90°N; 145.23°E	14:15	6.8	подводное		[227]
26.12.2004	Суматра	03.30°N; 95.98°E	00:59	9.0	подводное		[183, 186, 187, 213, 228-236]
16.08.2005	Япония	38.28°N; 142.04°E	02:46	7.2	подводное		[227]
15.11.2006	Курильские о-ва	46.59°N; 153.27°E	11:14	8.3	подводное		[189, 190, 227, 237]
03.05.2006	О-ва Тонга	20.13°S; 185.84°E	15:26	7.9	подводное		[213]
13.01.2007	Курильские о-ва	46.24°N; 154.52°E	04:23	8.1	подводное		[190, 237]
12.09.2007	Суматра (<i>Bengkulu</i>)	3.78°S; 100.99°E	11:10	8.5	подводное		[238]
12.05.2008	Китай (<i>Wenchuan</i>)	31.00°N; 103.32°E	06:28	7.9			[176, 196, 213]
15.07.2009	Новая Зеландия	45.75°S; 166.58°E	09:22	7.8	подводное		[213]
29.09.2009	Самоа	15.49°S; 187.90°E	17:48	8.1	подводное		[189]
27.02.2010	Чили	36.12°S; 287.10°E	06:34	8.8	подводное		[189, 213]
09.03.2011	Япония	38.44°N; 142.84°E	02:45	7.3	подводное		[213]
11.03.2011	Япония (<i>Tohoku</i>)	38.30°N; 142.37°E	05:46	9.0	подводное		[192, 199-204, 239]
23.10.2011	Турция	38.62°N; 43.48°E	10:41	7.1			[240]

На основании полученных результатов регистрации ионосферных откликов на землетрясения различной интенсивности и данных других исследователей можно сделать заключение, что существует некоторое пороговое значение магнитуды, ниже которого заметных волновых возмущений ПЭС, вызванных землетрясением, не наблюдается. Величина порогового значения лежит вблизи значения 6.5. На вероятность регистрации ПИВ в вариациях ПЭС после землетрясения с магнитудой, близкой к пороговому значению, большое влияние оказывает

геофизическая обстановка (состояние нейтральной атмосферы, уровень геомагнитной возмущенности и т.д.). Кроме того, для уверенной идентификации источника таких ПИВ, как правило, требуется значительное количество станций GPS в районе землетрясения. Как отмечалось в п. 5.1, магнитуда является условной мерой энергии, выделившейся из очага землетрясения в виде сейсмических волн. При малых магнитудах сейсмической энергии, очевидно, недостаточно для возбуждения волн в нейтральной атмосфере, способных вызвать возмущения ПЭС в ионосфере, различимые на уровне фоновых флюктуаций.

Для землетрясений с $Mw > 6.5$ заметное влияние на формирование и интенсивность волновых возмущений ионосфере оказывает также механизм очага землетрясения. Можно ожидать, что вертикальные смещения земной поверхности более эффективны как источник внутренних волн в атмосфере, следствием которых являются ионосферные возмущения. До сих пор аспекту влияния механизма очага землетрясения на формирование реакции ионосферы не уделялось достаточного внимания. В [237], по-видимому, впервые проведен сравнительный анализ формы отклика ПЭС на землетрясения со сбросовым и взбросовым механизмом очага. Показано, что в случае взрыва отклик ПЭС представлял собой типичную волну сжатия-разряжения (N-волну). Для сбросов вариации ПЭС в некоторых случаях имели форму "обратной" N-волны (волны разряжения – сжатия), а в некоторых – представляли собой сложную структуру, сходную с результатом интерференции различных колебаний. Землетрясения со сдвиговым механизмом в работе [237] не рассматривались. Влияние механизма очага на ионосферный отклик требует, на наш взгляд, специальных подробных исследований.

5.6. Выводы к главе 5

В главе изложены результаты исследований отклика ионосферы на 23 землетрясения различной интенсивности 1999-2012 гг., полученные с помощью аппаратно-программного комплекса GLOBDET.

Установлено, что после землетрясений с магнитудами 4.1.0-6.3 волновые возмущения в вариациях ПЭС не наблюдаются. Отклики на землетрясения с $Mw = 6.6-6.7$ регистрируются на отдельных лучах "приемник-НИСЗ", имеют небольшую амплитуду; их трудно выделять на уровне фоновых колебаний. Возмущения ПЭС, вызванные сильными землетрясениями с магнитудами $7.1 \leq Mw \leq 9.0$, в целом, регистрируются уверенно, что позволяет определять их характеристики и рассчитывать параметры движения. Данные результаты подтвердились анализом литературных данных, показавшим, что землетрясения, оказавшие заметное влияние на ионосферную плазму, имели магнитуду не ниже 6.5.

Обобщение полученных результатов и опыта других исследователей позволило сделать заключение, что существует пороговое значение магнитуды, ниже которого заметных волновых возмущений ПЭС в ионосфере, вызванных землетрясением, не наблюдается. Величина порогового значения лежит вблизи $M_w=6.5$. На вероятность регистрации волновых возмущений ПЭС после землетрясения с магнитудой, близкой к пороговому значению, большое влияние оказывает геофизическая обстановка (состояние нейтральной атмосферы, уровень геомагнитной возмущенности и т.д.), а также наличие достаточного количества станций GPS в районе землетрясения. При малых магнитудах сейсмической энергии, очевидно, недостаточно для возбуждения волн в нейтральной атмосфере, способных вызвать возмущения ПЭС в ионосфере, различимые на уровне фоновых флюктуаций.

В результате изучения отклика ионосферы на мощное землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. выявлено, что данное землетрясение вызвало образование целого спектра перемещающихся ионосферных возмущений с длинами волн от 200 до 600 км и скоростями от 150 до 2600 м/с. С помощью метода разнесенного приема SADM-GPS получены карты скоростей перемещения крупномасштабных и среднемасштабных ПИВ. По данным карт возмущений ПЭС и карт скоростей ПИВ определены характеристики двух указанных типов возмущений. Данные возмущения были близки по форме к кольцевым волнам, расходящимся из эпицентра. Крупномасштабные ПИВ регистрировались в период времени 05:50-06:25 UT, имели длину волны $\lambda \approx 600$ км и распространялись со средней скоростью ~ 724 м/с. Среднемасштабные ПИВ наблюдались позднее (после 06:25 UT), их длина волны $\lambda \approx 200$ км, а средняя горизонтальная скорость распространения (~ 359 м/с) была значительно ниже скорости крупномасштабных волн. Анализ диаграмм "дальность-время" выявил несколько мод, распространяющихся с различными скоростями: 2200-2600 м/с (быстрая мода, связанная с распространением волны Релея), 700-1000 м/с (мода, обусловленная акустическими волнами, сгенерированными в эпицентре), 150-300 м/с (гравитационная мода атмосферных волн, вызванных землетрясением). Скорости каждой из мод возмущений в различных направлениях от эпицентра достаточно близки, в то время как амплитуда возмущений ПЭС зависит от направления их распространения. Таким образом плотные сети наземных двухчастотных приемников GPS открывают новые возможности для детального изучения откликов ионосферы на сейсмические события.

С помощью комплекса GLOBDET определены основные параметры возмущений ПЭС, вызванных крупными землетрясениями в Турции (17.08.1999 и 12.11.1999), у о. Суматра (04.06.2000, 10.01.2012 и 11.04.2012), вблизи побережья Сальвадора (13.01.2001). Характеристики ионосферных откликов на данные землетрясения достаточно близки. Возмущения ПЭС имели N-образную форму, соответствующую классической форме ударной

волны, длительность 180-600 с и амплитуду 0.07-0.3 TECU, в 2-2.5 раза превышающую уровень фоновых флюктуаций в умеренных геомагнитных условиях. Горизонтальная скорость перемещения возмущений (800-1400 м/с) была близка к скорости звука на высотах ионосферы. Отмечена тенденция увеличения средней амплитуды отклика с ростом магнитуды землетрясения. В тоже время отклики были более ярко для землетрясений, имевших существенную вертикальную составляющую в очаге, что свидетельствует о влиянии фокального механизма на формирование ионосферных откликов на землетрясения.

Проведен анализ 9 наиболее крупных землетрясений, зафиксированных в Байкальском регионе в 1999-2012 гг., эпицентры которых располагались вблизи станций GPS. Показано, что землетрясения с $Mw \leq 6.3$ не вызывают заметных изменений в поведении ПЭС: амплитуда колебания ПЭС после таких землетрясений не превышает уровня фоновых флюктуаций. После двух наиболее крупных для Байкальского региона событий (Тувинские землетрясения 27.12.2011, $Mw=6.7$ и 26.02.2012, $Mw=6.6$) на отдельных лучах "приемник-спутник" на расстояниях 500-800 км от эпицентра были зарегистрированы волновые возмущения ПЭС с небольшой амплитудой (~0.1 TECU) и периодом ~10 мин. Горизонтальная скорость перемещения возмущений составляла около 200 м/с, что близко к скорости звука в нижней атмосфере.

Результаты полученные в настоящей главе опубликованы в [13, 36, 66, 193, 194, 204, 206, 207, 210, 241-243].

Заключение

При исследованиях возмущений ионосферной плазмы, обусловленных влиянием магнитосферы, нейтральной атмосферы, литосферы, проведенных на основе разработанных методов дистанционного зондирования ионосферных возмущений по данным двухчастотных приемников навигационных систем GPS, ГЛОНАСС, получены следующие основные результаты.

1. С помощью разработанных в диссертации технологий впервые одновременно для всего долготного интервала Северного полушария экспериментально показано, что после внезапного начала магнитной бури в авроральной зоне можно выделить два типа возмущений ПЭС: квазихаотические флуктуации ПЭС внутри южной границы аврорального овала; крупномасштабные волны с периодами 40-60 мин, которые генерируются на всем протяжении южной границы аврорального овала и распространяются в направлении экватора до широт 40-30°. Скорость и направление распространения крупномасштабных волн имеют ярко выраженную долготную зависимость.
2. Для изучения влияния тропических циклонов (ТЦ) на ионосферу предложена методика сравнительного анализа пространственно-временной динамики возмущений ПЭС с картами приземных метеорологических параметров, построенными по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis. С помощью разработанных методов исследованы вариации ионосферных параметров во время действия ряда мощных тропических циклонов. Установлено, что над зоной действия ТЦ на высотах ионосферы существует область неоднородностей ионосферной плазмы с характерными временными периодами 02-60 мин. Область формируется, когда циклон достигает стадии урагана, имеет горизонтальную протяженность около 2000 км и перемещается вслед за движением циклона. Впервые показано, что на амплитуду ионосферного отклика на ТЦ оказывает влияние характер высотного распределения метеорологических параметров над зоной действия ТЦ.
3. Впервые выполнен сравнительный анализ отклика ионосферы на землетрясения различной интенсивности (магнитуды $4.1 \leq M_w \leq 9.0$), в том числе, на наиболее крупные землетрясения (магнитуды $4.1 \leq M_w \leq 6.7$), зафиксированные в Байкальском регионе в 1999-2012 гг. Установлено существование порогового значения магнитуды $M_w \approx 6.5$, ниже которого заметных волновых возмущений ПЭС в ионосфере, вызванных землетрясением, не наблюдается. На вероятность регистрации волновых возмущений ПЭС после землетрясения с магнитудой, близкой к пороговому значению, большое влияние оказывает геофизическая обстановка (состояние

нейтральной атмосфера, уровень геомагнитной возмущенности и т.д.), а также наличие достаточного количества станций GPS в районе эпицентра. При малых магнитудах сейсмической энергии, очевидно, недостаточно для возбуждения волн в нейтральной атмосфере, способных вызвать возмущения ПЭС в ионосфере, различимые на уровне фоновых флуктуаций.

4. В результате изучения отклика ионосферы на мощное землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. выявлено, что данное землетрясение вызвало образование целого спектра перемещающихся ионосферных возмущений с длинами волн от 200 до 600 км и скоростями от 150 до 2600 м/с. Скорости каждой из мод возмущений в различных направлениях от эпицентра достаточно близки, однако характер распространения различен для разных мод и зависит от направления. С помощью метода разнесенного приема SADM-GPS получены карты скоростей перемещения крупномасштабных и среднемасштабных ПИВ.
5. Проведена оценка характеристик (чувствительность, пространственное и временное разрешение, объем получаемой информации, диапазон измерений) наземных сетей приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенных для регистрации и мониторинга возмущений ионосферной плазмы. Разработан проект региональной сети наземных приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири и начато ее развертывание.
6. Разработана методика тестирования алгоритмов GPS-зондирования ионосферы, основанная на моделировании измерений ПЭС и позволяющая проверять достоверность расчетов характеристик ионосферных возмущений, а также решать задачи, связанные с анализом и интерпретацией результатов наблюдений.

Благодарности

Автор искренне благодарен основателю GPS-исследований в ИСЗФ СО РАН доктору физико-математических наук, профессору Эдуарду Леонтьевичу Афраймовичу.

Автор выражает благодарность сотрудникам ИСЗФ СО РАН академику Г.А. Жеребцову, д.ф.-м.н. В.И. Куркину, д.ф.-м.н. Г.Н. Кичигину, д.т.н. Г.Я. Смолькову, к.ф.-м.н. А.В. Медведеву, к.ф.-м.н. А.В. Ташилину, к.ф.-м.н. К.Г. Ратовскому, к.ф.-м.н. О.И. Бернгардту, к.ф.-м.н. О.М. Пирог, к.ф.-м.н. Н.М. Полех, к.ф.-м.н. Е.Б. Романовой, сотрудникам ИГУ д.ф.-м.н. В.Б. Иванову, д.ф.-м.н. Н.Т. Афанасьеву за проявленный интерес к работе и полезные дискуссии, соавторам к.ф.-м.н. К.С. Паламарчуку, к.ф.-м.н. Е.А. Косогорову, к.ф.-м.н. О.С. Лесюте, к.ф.-м.н. С.В. Воейкову, к.ф.-м.н. Э.И. Астафьевой, к.ф.-м.н. Ясюкевичу, к.ф.-м.н. А.Б. Ишину, к.ф.-м.н. И.К. Едемскому, к.т.н. В.В. Кирюшкину, д.т.н. В.В. Демьянову, к.ф.-м.н. А.В. Плотникову, к.ф.-м.н. И.В. Живетьеву, А.С. Поляковой за активное участие и помошь в работе, а также Р.А. Пилив за помошь в техническом оформлении рукописи.

Автор выражает благодарность сотрудникам ИЗК СО РАН к.г.-м.н. В.А. Санькову и к.ф.-м.н. А.А. Добрыниной за полезные обсуждения и помошь в описании механизмов землетрясений.

Автор выражает благодарность ИПА РАН за предоставление данных станции BADG, ИФМ СО РАН за предоставление данных станции ULAZ, сотрудникам Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) за предоставление данных глобальной сети приемников GPS.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 02-05-64570, 03-05-64100, 03-05-64627, 05-05-64634, 06-05-64577, 08-05-00658, 08-02-90437-Укр, 10-05-00113, 12-05-33032, 12-05-00865, 13-05-00979), гранта НШ-272.2003.5 государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации, Министерства образования и науки РФ (Госконтракты №16.518.11.7097, №14.740.11.0078, соглашения №8699, №8388), междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №56 и №11.

Список сокращений и условных обозначений

АГВ	акустико-гравитационные волны
ВГВ	внутренние гравитационные волны
ВЗ	вертикальное зондирование
ВИВ	внезапные ионосферные возмущения
ВНЗ	возвратно-наклонное зондирование
ВнЗ	внешнее зондирование
ГЛОНАСС	Глобальная Навигационная Спутниковая Система
ГНСС	глобальные навигационные спутниковые системы
ГСК	геоцентрическая система координат
ГЭС	глобальное электронное содержание
ДСЧ	доплеровский сдвиг частоты
ИВ	ионосферное возмущение
ИСЗ	искусственный спутник Земли
КМ ПИВ	крупномасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения
ММ ПИВ	мелкомасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения
МПЗ	метод подобных замираний
МПЧ	максимально применимая частота
НЗ	наклонное зондирование
НИСЗ	навигационный искусственный спутник Земли
НР	некогерентное рассеяние
ОКП	околоземное космическое пространство
ПВО	пространственно-временная обработка
ПВП	перемещающийся волновой пакет
ПИВ	перемещающиеся ионосферные возмущения
ПМ ИН	ионосферные неоднородности промежуточного масштаба
ПЭС	полное электронное содержание
РТ	радиотомография
СВ	северо-восток
СЗ	северо-запад
СКО	среднеквадратическое отклонение
СМ ПИВ	среднемасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения
СРНС	спутниковая радионавигационная система

ТСК	токоцентрическая система координат
УАВ	ударная акустическая волна
ФАР	фазированная антенная решетка
ЮВ	юго-восток
ЮЗ	юго-запад
BIPM	Bureau International des Poids et Mesures (Международное бюро мер и весов)
ET	Ephemeris Time (Эфемеридное время)
GEONET	региональная сеть приемных станций GPS в Японии
GIM	Global Ionospheric Maps (глобальные ионосферные карты)
GLOBDET	Global Detector (глобальный детектор)
GPS	Global Positioning System
h_{\max}	высота максимума ионизации (F2 области) в ионосфере
IERS	The International Earth Rotation and Reference Systems Service (Международная служба вращения Земли)
IGS	International GPS Service for Geodynamics (Международная геофизическая сеть приемников GPS)
IONEX	Ionosphere map exchange (формат записи и хранения глобальных ионосферных карт)
KAMNET	Камчатская региональная сеть стационарных приемных станций GPS
LT	Local Time (местное время)
NAVCTAR	Navigational Satellite providing Time and Range (первоначальное название CPHC GPS)
Ne	электронная концентрация
NMP	North Magnetic Pole (северный магнитный полюс)
NNSS	Navy Navigation Satellite System (американская CPHC первого поколения)
PDOP	Position Dilution of Precision (коэффициент геометрического ухудшения точности)
PRN	Pseudorandom Noise (индивидуальный номер спутника НИСЗ GPS)
RINEX	Receiver Independent Exchange Format (формат записи и хранения информации приемниками GPS)
SADM	Statistical Angle-of-arrival and Doppler Method (статистический угломерно-доплеровский метод)
SSC	Sudden Storm Commencement (внезапное начало магнитной бури)
TAI	International Atomic Time (Международное атомное время)

TEC	Total Electron Content (полное электронное содержание, ПЭС)
TECU	Total Electron Content Unit (единица измерения ПЭС)
UT	Universal Time (Всемирное гринвичское время)
UTC	Coordinated Universal Time (Всемирное координированное время)
UTC(SU)	Российская национальная шкала Всемирного координированного времени

Список литературы

1. Альперт, Я. Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера / Я. Л. Альперт. – М.: Наука, 1972. – 564 с.
2. Брюнелли, Б. Е. Физика ионосферы / Б. Е. Брюнелли, А. А. Намгаладзе. – М.: Наука, 1988. – 528 с.
3. Hunsucker, R.D. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere. A review / R.D. Hunsucker // Reviews of Geophysics and Space Physics. – 1982. – Vol. 20, N 2. – P. 293–315.
4. Hocke, K. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances 1982-1995 / K. Hocke, K. Schlegel // Ann. Geophys. – 1996. – Vol. 14, N 5. – P. 917–940.
5. Григорьев, Г. И. Акусто-гравитационные волны в атмосфере (обзор) / Г. И. Григорьев // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 1999. – Т. XLII, № 1. – С. 3–23.
6. Дэвис, К. Радиоволны в ионосфере / К. Дэвис. – М.: Мир, 1973. – 502 с.
7. Афраймович, Э. Л. Интерференционные методы радиозондирования ионосферы / Э. Л. Афраймович. – М.: Наука, 1982. – 198 с.
8. Georges, T. M. HF Doppler studies of TID's / T. M. Georges // J. Atmos. Terr. Phys. – 1968. – Vol. 30, N 5. – P. 735–746.
9. Ерухимов, Л. М. Исследование неоднородностей электронной плотности в ионосфере радиоастрономическими методами и с помощью ИСЗ / Л. М. Ерухимов // Известия ВУЗов. – Радиофизика. – 1962. – Т. 5, № 3. – С. 839–865.
10. Mercier, C. Observations of atmospheric gravity waves by radiointerferometry / C. Mercier // J. Atmos. Terr. Phys. – 1986. – Vol. 48, N 7. – P. 605–624.
11. Mercier, C. Some characteristics of atmospheric gravity waves observed by radio-interferometry / C. Mercier // Ann. Geophys. – 1996. – Vol. 14. – P. 42–58.
12. Afraimovich, E. L. Spectral and dispersion characteristics of medium-scale travelling ionospheric disturbances as deduced from transitionospheric sounding data / E. L. Afraimovich, N. P. Minko, S. V. Fridman // J. Atmos. Terr. Phys. – 1994. – Vol. 56, N 11. – P. 1431–1446.
13. Афраймович, Э. Л. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли / Э. Л. Афраймович, Н. П. Перевалова. – Иркутск: ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2006. – 480 с.

14. Webster, A. R. The observation of periodic ionospheric disturbances using simultaneous Faraday and angle of arrival measurements / A. R. Webster, G. F. Lyon // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1974. – Vol. 36, N 6. – P. 943–954.
15. Davies, K. Recent progress in satellite radio beacon studies with particular emphasis on the ATS-6 radio beacon experiment / K. Davies // *Space Science Review*. – 1980. – Vol. 25, N 4. – P. 357–430.
16. Spoelstra, T. A. Th. Combining TIDs observations: NNSS and radio interferometry data / T. A. Th. Spoelstra // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1992. – Vol. 54, N 9. – P. 1185–1195.
17. Observations of traveling ionospheric disturbances with a satellite-beacon radio interferometer: Seasonal and local time behavior / A. R. Jacobson, R. C. Carlos, R. S. Massey, G. Wu // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100. – P. 1653–1665.
18. Observations of inner plasmasphere irregularities with a satellite-beacon radio interferometer array / A. R. Jacobson, G. Hoogeveen, R. C. Carlos, G. Wu, B. G. Fejer, M. C. Kelley // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101, N A9. – P. 19665–19682.
19. Titheridge, J. E. The diffraction of satellite signals by isolated ionospheric irregularities / J. E. Titheridge // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1971. – V. 33, N 1. – P. 47–69.
20. Application of computerized tomography techniques to ionospheric research / J. R. Austen, S. J. Franke, C. H. Liu, K. C. Yeh // *Radio beacon contribution to the study of ionisation and dynamics of the ionosphere and corrections to geodesy* (Ed. A. Tauriainen). Oulu, Finland. – 1986. – Part 1. – P. 25–35.
21. Radio tomographic reconstruction of ionisation dip in the plasma near the Earth / E. S. Andreeva, A. V. Galinov, V. E. Kunitsyn, Yu. A. Mel'nichenko, E. E. Tereschenko, M. A. Filimonov, S. M. Chernyakov // *J. Exp. Theor. Phys. Lett.* – 1990. – Vol. 52. – P. 145–148.
22. Куницын, В. Е. Радиотомография ионосферы / В. Е. Куницын, Е. Д. Терещенко, Е. С. Андреева. – М.: Физматлит, 2007. – 336 с.
23. Ionosphere GPS tomography by means of low orbit satellites / Yu. Ya. Ruzhin, I. I. Shagimuratov, V. E. Kunitsyn, A. Kh. Depueva, O. G. Razinkov // *Abstracts of 31st Scientific Assembly of COSPAR*, Birmingham, UK. – 1996. – 42 p.
24. Wilson, B. D. Subdaily northern hemisphere maps using the IGS GPS network / B. D. Wilson, A. J. Mannucci, C. D. Edwards // *Radio Science*. – 1995. – Vol. 30. – P. 639–648.
25. Mannucci, A. J. A global mapping technique for GPS-driven ionospheric TEC measurements / A. J. Mannucci, C. M. Ho, U. J. Lindqwister // *Radio Science*. – 1998. – Vol. 33, N 8. – P. 565–582.

26. Schaer, S. IONEX: The Ionosphere Map EXchange Format Version 1 / S. Schaer, W. Gurtner, J. Feltens // Proc. IGS AC Workshop. Darmstadt. Germany. February 9-11. – 1998. – P. 233–247.
27. National Space Weather Program. The Implementation Plan. FCM-P31-1997. Washington, DC. January 1997. URL: <http://www.ofcm.gov/nswp-ip/text/cover.htm>.
28. Atmospheric Sounding by Ground-Based and Space-Based Systems / N. A. Berbeneva, V. E. Kunitsyn, O. G. Razinkov, V. I. Zakharov // Phys. Chem. Earth (A). – 2001. – Vol. 26, N 3. – P. 131–138.
29. Initial results of the radio occultation observation of Earth's atmosphere using Global Positioning System / E. R. Kursinski, G. A. Hajj, W. I. Bertiger, S. S. Leroy, T. K. Meehan, L. J. Romans, J. T. Schofield, D. J. McCleese, W. G. Melbourne, C. L. Thornton, T. P. Yunck, J. R. Eyre, R. N. Nagatani // Science. – 1996. – Vol. 271. – P. 1107–1110.
30. Global Assimilation of Ionospheric Measurements (GAIM) / R. W. Schunk, L. Scherliess, J. J. Sojka, D. C. Thompson, D. N. Anderson, M. Codrescu, C. Minter, T. J. Fuller-Rowell, R. A. Heelis, M. Hairston, B. M. Howe // Radio Science. – 2002. – Vol. 39, N 1. – P. RS1S02, doi:10.1029/2002RS002794.
31. Calais, E. GPS detection of ionospheric perturbations following the January 1994, Northridge earthquake / E. Calais, J. B. Minster // Geophys. Res. Lett. – 1995. – Vol. 22. – P. 1045–1048.
32. Calais, E. GPS detection of ionospheric perturbations following a Space Shuttle ascent / E. Calais, J. B. Minster // Geophys. Res. Lett. – 1996. – Vol. 23. – P. 1897–1900.
33. Afraimovich, E. L. GPS radio interferometry of travelling ionospheric disturbances / E. L. Afraimovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova // Preprint ISTP N 04-96. – Irkutsk. – 1997. – 61 c.
34. Ionospheric effects of the solar eclipse of March 9, 1997, as deduced from data from the GPS-radio interferometer at Irkutsk / E. L. Afraimovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova, V. V. Chernukhov, A. V. Lukhnev, V. T. Zalutsky // Acta Geod. Geophys. Hung. – 1997. – Vol. 32, N 3-4. – P. 309–319.
35. Afraimovich, E. L. GPS direct and inverse radiointerferometry - new methods of investigating Travelling Ionospheric Disturbances / E. L. Afraimovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova // Acta Geod. Geoph. Hung. – 1997. – Vol. 32, N3-4. – P. 469-479.
36. Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне / Э. Л. Афраимович, Г. А. Жеребцов, Н. П. Перевалова [и др.]; отв. ред. академик Г. А. Жеребцов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. – 304 с.

37. Афраймович, Э. Л. Детектирование по данным глобальной спутниковой навигационной системы GPS возмущений ионосферной плазмы, обусловленных естественными и техногенными воздействиями / Э. Л. Афраймович, Н. П. Перевалова // Энциклопедия низкотемпературной плазмы. Серия Б. Справочные приложения, базы и банки данных. Т. I-3. Ионосферная плазма. Ч.2. – М.: Янус-К, 2009. – С. 126-156.
38. Hofmann-Wellenhof, B. Global Positioning System: Theory and Practice / B. Hofmann-Wellenhof, H. Lichtenegger, J. Collins. – New York: Springer-Verlag Wien, 1992. – 327 p.
39. ГЛОНАСС. Интерфейсный контрольный документ. Редакция 5.1. – Москва, 2008. – 74 с.
40. ГЛОНАСС. Принципы построения и функционирования / Под ред. А. И. Перова, В. Н. Харисова. – М.: Радиотехника, 2010. – 800 с.
41. Дифференциальный режим сетевой спутниковой радионавигационной системы / В. С. Шебшаевич, М. Н. Григорьев, Э. Г. Кокина, И. Н. Мищенко, Ю. Д. Шишман // Зарубежная радиоэлектроника. – 1989. – № 1. – С. 5–32.
42. The leap second: its history and possible future / R. A. Nelson, D. D. McCarthy, S. Malys, J. Levine, B. Guinot, H. F. Fliegel, R. L. Beard, T. R. Bartholomew // Metrologia. – 2001. – Vol. 38. – P. 509–529.
43. Lewandowski, W. GNSS times and UTC / W. Lewandowski, E. F. Arias // Metrologia. – 2011. – Vol. 48. – P. S219–S224.
44. Chunhao Han. BeiDou Navigation Satellite System and its time scales / Chunhao Han, Yuanxi Yang, Zhiwu Cai // Metrologia. – 2011. – Vol. 48. – P. S213–S218.
45. GREIS (GNSS Receiver External Interface Specification). Reflects Firmware Version 3.2.0. Last revised: July 22, JAVAD GNSS. – 2010. – 404 p.
46. Бакулин, П. И. Курс общей астрономии / П. И. Бакулин, Э. В. Кононович, В. И. Мороз. – М.: Наука, 1966. – 528 с.
47. Скребушевский, Б. С. Формирование орбит космических аппаратов / Б. С. Скребушевский. – М.: Машиностроение, 1990. – 256 с.
48. Котяшкин, С. И. Определение ионосферной задержки сигналов в одночастотной аппаратуре потребителей спутниковой системы навигации NAVSTAR / С. И. Котяшкин // Зарубежная радиоэлектроника. – 1989. – № 5. – С. 85–95.
49. Testud, J. Importance of diffusion processes in the interaction between neutral waves and ionization / J. Testud, P. Francois // J. Atmos. Terr. Phys. – 1971. – Vol. 33, N 5. – P. 765–774.

50. Kirchengast, G. Elucidation of the physics of the gravity wave – TID relationship with the aid of theoretical simulations / G. Kirchengast // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101, N A6. – P. 13353–13368.
51. Klobuchar, J. A. Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users / J. A. Klobuchar // *IEEE Transactions on Aerospace and Electronics System.* – 1986. – Vol. 23, N 3. – P. 325–331.
52. Refraction distortions of transitionospheric radio signals caused by changes in a regular ionosphere and by travelling ionospheric disturbances / E. L. Afraimovich, A. I. Terechov, M. Yu. Udodov, S. V. Fridman // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1992. – Vol. 54, N 7/8. – P. 1013–1020.
53. Ionospheric total electron content perturbations monitored by the GPS global network during two northern hemisphere winter storms / C. M. Ho, B. A. Iijima, X. P. Lindqwister, A. J. Mannucci, L. Sparks, M. J. Reyes, B. D. Wilson // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 103, N A11. – P. 26409–26420.
54. Parameters of large scale TEC disturbances during strong magnetic storm on October 29, 2003 / N. P. Perevalova, E. L. Afraimovich, S. V. Voeykov, I. V. Zhivetiev // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113. – P. A00A13.
55. GPS radio interferometry of travelling ionospheric disturbances / E. L. Afraimovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 1998. – Vol. 60, N 12. – P. 1205–1223.
56. Determining parameters of large-scale traveling ionospheric disturbances of auroral origin using GPS-arrays / E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov, L. A. Leonovich, K. S. Palamarchouk, N. P. Perevalova, O. M. Pirog // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2000. – Vol. 62, N 7. – P. 553–565.
57. Ionospheric effects of the solar eclipse on March 9, 1997, as deduced from the GPS-radio interferometer at Irkutsk / E. L. Afraimovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova, V. V. Chernukhov, A. V. Lukhnev, V. T. Zalutsky // *Adv. Space Res.* – 2000. – Vol. 26, N 6. – P. 997–1000.
58. Казимировский, Э. С. Движения в ионосфере / Э. С. Казимировский, В. Д. Кокоуров // Новосибирск: Наука. – 1979. – 344 с.
59. Отнес, Р. Прикладной анализ временных рядов / Р. Отнес, Л. Эноксон. – М.: Мир, 1982. – 428 с.
60. Куклин, Г. В. О методике определения периодичностей на примере анализа чисел Вольфа / Г. В. Куклин, И. И. Орлов, О. И. Бернгардт // Исследования по геомагнетизму, астрономии и физике Солнца. – 2000. – Вып. 110. – С. 7–12.

61. Briggs, B. H. A study of the horizontal irregularities of the ionosphere / B. H. Briggs, G. Y. Phillips // Proc. Phys. Soc. – 1950. – Vol. B63. – P. 907.
62. Измерение ветра на высотах 90-100 км наземными методами / Ю. И. Портнягин, К. Шпренгер, И. А. Лысенко, Р. Шминдер, А. Д. Орлянский, К. М. Грайзигер, Ю. Д. Ильичев, Р. Кюршнер, Б. Шеннинг. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 343 с.
63. Корн, Г. Справочник по математике для научных работников и инженеров / Г. Корн, Т. Корн. – М.: Наука, 1973. – 832 с.
64. Воейков, С. В. Определение параметров квазиволновых ионосферных возмущений методами GPS-радиозондирования: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 01:04:03 / Воейков Сергей Викторович. – Иркутск, 2005. – 22 с.
65. Afraimovich, E. L. Statistical angle-of-arrival and doppler method (SADM) for determining characteristics of the dynamics of the transitionospheric radio signal interference pattern / E. L. Afraimovich // Acta Geod. Geophys. Hung. – 1997. – Vol. 32, N 3-4. – P. 461–468.
66. The shock-acoustic waves generated by the earthquakes / E. L. Afraimovich, N. P. Perevalova, A. V. Plotnikov, A. M. Uralov // Ann. Geophys. – 2001. – Vol. 19, N 4. – P. 395–409.
67. The blast wave of the Shuttle plume at ionospheric heights / Y. Q. Li, A. R. Jacobson, R. C. Carlos, R. S. Massey, Y. N. Taranenko, G. Wu // Geophys. Res. Lett. – 1994. – Vol. 21. – P. 2737–2740.
68. Нагорский, П. М. Неоднородная структура области F ионосферы, образованная ракетами / П. М. Нагорский // Геомагнетизм и аэрономия. – 1998. – Т. 38. – С. 100–106.
69. Афраймович, Э. Л. Пространственно-временные характеристики ионосферного возмущения, обусловленного ударно-акустическими волнами, генерируемыми при запусках ракет / Э. Л. Афраймович, В. В. Чернухов, В. В. Кирюшкин // Радиотехника и электроника. – 2001. – Т. 46, № 11. – С. 1299–1307.
70. Афраймович, Э. Л. Определение характеристик ионосферного возмущения в ближней зоне эпицентра землетрясения / Э. Л. Афраймович, В. В. Кирюшкин, Н. П. Перевалова // Радиотехника и электроника. – 2002. – Т. 47, № 7. – С. 822–830.
71. Афраймович, Э. Л. Ионосферное возмущение в ближней зоне эпицентра землетрясения на о. Хоккайдо 25 сентября 2003 г. / Э. Л. Афраймович, Э. И. Астафьева, В. В. Кирюшкин // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 2005. – Т. 48, № 4. – С. 299–313.
72. Астафьева, Э. И. Пространственно-временные характеристики ионосферных неоднородностей средних широт по данным GPS-измерений полного электронного содержания:

автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 25.00.29 / Астафьева Эльвира Идияловна. – Иркутск, 2005. – 26 с.

73. Афраймович, Э. Л. Моделирование измерений полного электронного содержания на GPS радиоинтерферометре / Э. Л. Афраймович, Н. П. Перевалова // Солнечно-земная физика. – 2004. – Вып. 4. – С. 71–78.

74. Гинзбург, В. Л. Распространение электромагнитных волн в плазме / В. Л. Гинзбург. – М.: Наука, 1967. – 684 с.

75. Харгривс, Дж. К. Верхняя атмосфера и солнечно-земные связи / Дж. К. Харгривс // Л.: Гидрометеоиздат. – 1982. – 352 с.

76. Исследование главного ионосферного провала по данным GPS и ионосферных станций в районе Якутска / Э. Л. Афраймович, О. С. Лесюта, Н. П. Перевалова, О. М. Пирог, В. Ф. Смирнов, Э. К. Зикрач, Е. Д. Бондарь // Геомагнетизм и аэрономия. – 2005. – Т. 45, № 2. – С. 215–220.

77. Afraimovich, E. L. Statistical angle-of-arrival and doppler method for GPS interferometry of TIDs / E. L. Afraimovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova // Adv. Space Res. – 2000. – Vol. 26, N 6. – P. 1001–1004.

78. Afraimovich, E. L. Ionospheric effects of the August 11, 1999 total solar eclipse as deduced from European GPS network data / E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov, O. S. Lesyuta // Adv. Space Res. – 2001. – Vol. 27, N 6-7. – P. 1351–1354.

79. The use of GPS-arrays in detecting shock-acoustic waves generated during rocket launchings / E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov, N. P. Perevalova, A. V. Plotnikov // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2001. – Vol. 63, N 18. – P. 1941–1957.

80. Параметры ударно-акустических волн, генерируемых при землетрясениях / Э. Л. Афраймович, Е. А. Косогоров, А. В. Плотников, А. М. Уралов // Известия ВУЗов. Физика Земли. – 2001. – № 6. – С. 16–28.

81. The use of GPS arrays in detecting the ionospheric response during rocket launchings / E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova, A. V. Plotnikov // Earth, Planets, and Space. – 2000. – Vol. 52, N 11. – P. 1061-1066.

82. Перемещающееся ионосферное возмущение, возможно, инициированное высотным взрывом / Э. Л. Афраймович, С. В. Воейков, О. С. Лесюта, Н. П. Перевалова, П. М. Нагорский // Солнечно-земная физика. – 2003. – Вып. 3. – С. 73–79.

83. Динамические характеристики перемещающихся волновых пакетов возмущений полного электронного содержания / Э. Л. Афраймович, В. В. Водяников, С. В. Воейков,

Н. П. Перевалова, А. Ф. Яковец // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 2002. – Т. XLV, № 10. – С. 809–827.

84. Перемещающиеся волновые пакеты по данным глобальной сети GPS / Э. Л. Афраймович, С. В. Воейков, О. С. Лесюта, Н. П. Перевалова // Сборник трудов V сессии молодых ученых "Гелио- и геофизические исследования", БШФФ-2002 / ИСЗФ СО РАН. – Иркутск, 2002. – С. 65–67.

85. Afraimovich, E. L. Traveling wave packets of total electron content disturbances as deduced from global GPS network data / E. L. Afraimovich, N. P. Perevalova, S. V. Voeykov // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2003. – Vol. 65, N 11/13. – P. 1245–1262.

86. Афраймович, Э. Л. Определение динамических характеристик перемещающихся волновых пакетов по данным полного электронного содержания на одной станции GPS / Э. Л. Афраймович, С. В. Воейков, Н. П. Перевалова // Солнечно-земная физика. – 2004. – Вып. 5. – С. 87–89.

87. Паламарчук, К. С. Развитие радиофизических методов когерентного разнесенного приема в применении к исследованиям движений в ионосфере: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 04.00.23 / Паламарчук Кирилл Сергеевич. – Иркутск, 1999. – 134 с.

88. Плотников, А. В. Детектирование с помощью GPS-решеток ударно-акустических волн, генерируемых при запусках ракет, землетрясениях и взрывах: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 01.04.03 / Плотников Алексей Владимирович. – Иркутск, 2001. – 22 с.

89. Афраймович, Э. Л. Регистрация ионосферных откликов на ударно-акустические волны, генерируемые при запусках ракет-носителей / Э. Л. Афраймович, Н. П. Перевалова, А. В. Плотников // Геомагнетизм и аэрономия. – 2002. – Т. 42, № 6. – С. 790–797.

90. Relative amplitude of the variations of the total electron content according to the data of the GPS global network / N. P. Perevalova, E. L. Afraimovich, I. V. Zhivetiev, E. A. Kosogorov // International Journal of Geomagnetism and Aeronomy. – 2007. – Vol. 7. – P. GI1007, doi:10.1029/2005GI000132.

91. Детектирование перемещающихся ионосферных возмущений по данным одновременных измерений электронной концентрации, полного электронного содержания и доплеровского смещения частоты на радиофизическом комплексе ИСЗФ / Э. Л. Афраймович, Ю. Б. Башкуев, О. И. Бернгардт, А. В. Гацуцев, М. Г. Дембелов, Б. Г. Шпынев, В. А. Кобзарь,

Д. С. Кушнарев, В. Ю. Мусин, П. Ю. Пушкин, Н. П. Перевалова // Геомагнетизм и аэрономия. – 2004. – Т. 44, № 4. – С. 463–475.

92. Крупномасштабные возмущения аврорального происхождения во время магнитных бурь 29-31 октября 2003 г. и 7-11 ноября 2004 г. по данным сети GPS и ионозондов / Э. Л. Афраимович, С. В. Воейков, Н. П. Перевалова, К. Г. Ратовский // Геомагнетизм и аэрономия. – 2006. – Т. 46, № 5. – С. 637–642.

93. Large-scale traveling ionospheric disturbances of auroral origin according to the data of the GPS network and ionosondes / E. L. Afraimovich, S. V. Voeykov, N. P. Perevalova, K. G. Ratovsky // Adv. Space Res. – 2008, doi:10.1016/j.asr.2007.11.023.

94. Ратклифф, Дж. А. Магнитно-ионная теория и ее приложения к ионосфере / Дж. А. Ратклифф. – М.: Иностранная литература, 1962. – 248 с.

95. Ришбет, Г. Введение в физику ионосферы / Г. Ришбет, О. К. Гарриот // Л.: Гидрометеоиздат. – 1975. – 304 с.

96. Альперт, Я. Л. Распространение радиоволн / Я. Л. Альперт, В. Л. Гинзбург, Е. Л. Фейнберг. – М.: Гос. изд-во технико-теоретической лит-ры, 1953. – 884 с.

97. Polyakova, A. S. Comparative analysis of TEC disturbances over tropical cyclone zones in the North-West Pacific Ocean / A. S. Polyakova, N. P. Perevalova // Adv. Space Res. – 2013. – Vol. 52. – P. 1416–1426.

98. Evans, A. G. Comparison of GPS pseudorange and biased Doppler range measurements to demonstrate signal multipath effects / A. G. Evans // Proceedings of the Forth International Geodetic Symposium on Satellites Positioning, Austin, Texas, April 28 – May 2. – 1986. – Vol. 1. – P. 573–587.

99. Nee, D. J. R. Van Multipath Effects on GPS Code Phase Measurements / D. J. R. Nee // Journal of Navigation. – 1992. – Vol. 39, N. 2. – P. 177–190.

100. Perevalova, N. P. Diurnal variations of the total electron content under quiet heliogeomagnetic conditions / N. P. Perevalova, A. S. Polyakova, A. V. Zalizovski // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2010. – Vol. 72, N 13. – P. 997–1007.

101. Перевалова, Н. П. О зондировании ионосферы сигналами GPS и ГЛОНАСС в высоких широтах / Н. П. Перевалова, Ю. В. Ясюкевич // XXIII Всероссийская научная конференция "Распространение радиоволн", 23–26 мая 2011 г.: [сб. докл.]. Т. 1. – Йошкар-Ола: Марийский государственный технический университет, 2011. – С. 255–258.

102. Перевалова, Н. П. Оценка характеристик наземной сети приемников GPS/ГЛОНАСС, предназначенной для мониторинга ионосферных возмущений естественного и

техногенного происхождения / Н. П. Перевалова // Солнечно-земная физика. – 2011. – Вып. 19. – С. 124–133.

103. Kelley, M. C. The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics / M. C. Kelley. – Elsevier: Academic Press, 2009. – 556 p.
104. Mendillo, M. Storms in the ionosphere: patterns and processes for total electron content / M. Mendillo // Reviews of Geophysics. – 2006. – Vol. 44. – P. RG4001.
105. Проявление интенсивных геомагнитных бурь в ионосфере Восточной Азии / Е. Б. Романова, А. В. Ташилин, О. М. Пирог, Н. М. Полех, Г. А. Жеребцов, Дзянъкуй Ши, Сао Ван // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 20, № 12. – С. 1124–1129.
106. A climatology of F region gravity waves propagation over the middle and upper atmosphere radar / W. L. Oliver, Y. Otsuka, M. Sato, T. Takami, S. Fukao // J. Geophys. Res. – 1997. – Vol. 102, N A7. – P. 14449–14512.
107. Generation of atmospheric gravity waves associated with auroral activity in the polar F region / S. Oyama, M. Ishii, Y. Murayama, H. Shinagawa, S. C. Buchert, R. Fujii, W. Kofman // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol. 106, N A9. – P. 18,543–18,554.
108. Optical and Radio Observations and AMIE/TIEGCM Modeling of Nighttime Traveling Ionospheric Disturbances at Midlatitudes During Geomagnetic Storms / K. Shiokawa, T. Tsugawa, Y. Otsuka, T. Ogawa, G. Lu, A. Saito, M. Yamamoto // Midlatitude Ionospheric Dynamics and Disturbances Geophysical Monograph Series. – 2008. – Vol. 181. – P. 271–280.
109. Смертин, В. М. Исследование зависимости характеристик внутренних гравитационных волн от параметров источника / В. М. Смертин, А. А. Намгаладзе А. А. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1981. – Т. 21, № 2. – С. 302–308.
110. Maeda, S. Transmission of large-scale TIDs in the ionospheric F2-region / S. Maeda, S. Handa // J. Atmos. Terr. Phys. – 1980. – Vol. 42, N 9/10. – P. 853–859.
111. Finding gravity wave source positions using the Super Dual Auroral Radar Network / G. E. Hall, J. -F. Cecile, J. W. MacDougall, J. P. St.-Maurice, D. R. Moorcroft // J. Geophys. Res. – 1999. – Vol. 104, N A1. – P. 67–78.
112. Перемещающиеся ионосферные возмущения и явление F-рассеяния в ионосфере средних широт / З. С. Шарадзе, Н. Д. Квавадзе, З. Л. Лиадзе, Н. В. Мосашвили // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26, № 1. – С. 144–147.
113. Influence of the Earth's diurnal rotation on the propagation of large-scale disturbances in the upper atmosphere / N. P. Perevalova, E. L. Afraimovich, S. V. Voyeikov, I. V. Zhivetiev // Proceedings of SPIE. – 2007. – Vol. 6936. – P. 329–338.

114. Ionospheric disturbances generated in auroral zone during magnetic storms / N. P. Perevalova, S. V. Voeykov, V. S. Batozskaya, D. S. Trynkova // Physics of Auroral Phenomena, Proceedings of the XXXII Annual Seminar, Apatity, 2-5 March 2010. – Apatity: Print. Kola Science Centre RAS, 2011. – P. 37–40.
115. Влияние суточного вращения Земли на распространение крупномасштабных возмущений в верхней атмосфере / Н. П. Перевалова, Э. Л. Афраимович, С. В. Воейков, И. В. Живетьев // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 20, № 12. – С. 1059–1063.
116. Observation of large-scale traveling ionospheric disturbances of auroral origin by global GPS networks / E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov, L. A. Leonovich, K. S. Palamartchouk, N. P. Perevalova, O. M. Pirog // Earth, Planets, and Space. – 2000. – Vol. 52, N 10. – P. 669–673.
117. Statistical study of large scale traveling ionospheric disturbances observed by GPS TEC during major magnetic storms over the years 2003-2005 / F. Ding, W. Wan, L. Liu, E. L. Afraimovich, S. V. Voeykov, N. P. Perevalova // J. Geophys. Res. – 2008, – V.113. – P. A00A01.
118. Hajkowicz, L. A. A simultaneous observation of large-scale periodic TIDs in both hemispheres following an onset of auroral disturbances / L. A. Hajkowicz, R. D. Hunsucker // Planet. Space Sci. – 1987. – Vol. 35. – P. 785–791.
119. An observation of atmospheric gravity wave cause and effect during the October 1985 WAGS campaign / D. D. Rice, R. D. Hunsucker, L. J. Lanzerotti, G. Crowley, P. J. S. Williams, J. D. Craven, L. Frank // Radio Science. – 1988. – Vol. 22. – P. 919–930.
120. Natorf, L. Gravity wave parameters derived from traveling ionospheric disturbances observations in the auroral zone / L. Natorf, K. Schlegel, A. W. Wernik // Radio Science. – 1992. – Vol. 27, N 6. – P. 829–840.
121. Ma, S. Y. Case studies of the propagation characteristics of auroral TIDs with EISCAT CP2 data using maximum entropy cross-spectral analysis / S. Y. Ma, K. Schlegel, J. S. Xu // Ann. Geophys. – 1998. – Vol. 16. – P. 161–167.
122. Global ionospheric effects of the October 1989 geomagnetic storm / K. C. Yeh, S. Y. Ma, K. H. Lin, R. O. Conkright // J. Geophys. Res. – 1994. – Vol. 99, N A4. – P. 6201–6218.
123. Whalen, J. A. Daytime F-layer trough observed on a macroscopic scale / J. A. Whalen // J. Geophys. Res. – 1987. – V. 92. – P. 2571–2576.
124. Davies, K. A comparison of several methods of estimating the columnar electron content of the plasmasphere / K. Davies, G. K. Hartmann, R. Leitinger // J. Atmos. Terr. Phys. – 1977. – Vol. 39, N 5. – P. 571–580.

125. Lunt, N. The influence of the protonosphere on GPS observations: Model simulations / N. Lunt, L. Kersley, G. J. Bailey // Radio Science. – 1999. – Vol. 34. – P. 725–732.
126. Webb, P. A. An ionosphere-Plasmosphere global electron density model / P. A. Webb, E. A. Essex // Phys. Chem. Earth. – 2000. – Vol. 25. – P. 301–306.
127. Plasmaspheric electron content in the GPS ray paths over Japan under magnetically quiet conditions at high solar activity / N. Balan, Y. Otsuka, T. Tsugava, S. Miyazaki, T. Ogawa, K. Shiokawa // Earth, Planet, Space. – 2002. – Vol. 54, N 1. – P. 71–79.
128. Hines, C. O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights / C. O. Hines // Canadian J. Phys. – 1960. – Vol. 38, N 8. – P. 1441–1481.
129. Григорьев, Г. И. Перемещающиеся ионосферные возмущения: (обзор) / Г. И. Григорьев // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 1999. – Т. 11, № 1. – С. 5–26.
130. Афраймович, Э. Л. Генерация ионосферных неоднородностей при распространении уединенной внутренней гравитационной волны во время мощной магнитной бури 29-31.10.2003 г. / Э. Л. Афраймович, Э. И. Астафьева, С. В. Воейков // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 2006. – Т. 49, № 2. – С. 89–104.
131. Ionospheric, Geomagnetic Variations and GPS Positioning Errors During the Major Magnetic Storm on 29-31 October 2003 / E. L. Afraimovich, E. I. Astafieva, V. V. Demyanov, I. F. Gamayunov, T. N. Kondakova, S. V. Voeykov, B. Tsegmed // International Reference Ionosphere News, December. – 2004. – Vol. 11, N 3.4. – P. 10–14.
132. Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields / B. Tsurutani, A. Mannucci, B. Iijima, M. A. Abdu, J. H. A. Sobral, W. Gonzalez, F. Guarneri, T. Tsuda, A. Saito, K. Yumoto, B. Fejer, T. J. Fuller-Rowell, J. Kozyra, J. C. Foster, A. Coster, V. M. Vasiliunas // J. Geophys. Res. – 2004. – Vol. 109. – P. A08302.
133. Dayside global ionospheric response to the major interplanetary events of October 29-30, 2003 "Halloween Storms" / A. J. Mannucci, B. T. Tsurutani, B. A. Iijima, A. Komjathy, A. Saito, W. D. Gonzalez, F. L. Guarneri, J. U. Kozyra, R. Skoug // Geophys. Res. Lett. – 2005. – Vol. 32, N 12, doi 10.29/2004GL021467.
134. Foster, J. C. Midlatitude TEC enhancements during the October 2003 superstorm / J. C. Foster, W. Rideout // Geophys. Res. Lett. – 2005. – Vol. 32, N 12, doi 10.29/2004GL02719.
135. Zhao, B. Responses of equatorial anomaly to the October-November 2003 superstorms / B. Zhao, W. Wan, L. Liu // Ann. Geophys. – 2005. – Vol. 23. – P. 693–706.

136. Astafyeva, E. I. Dynamics of total electron content distribution during strong geomagnetic storms / E. I. Astafyeva, E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov // *Adv. Space Res.* – 2007, doi:10.1016/j.asr.2007.03.006.
137. Global ionosphere perturbations monitored by the worldwide GPS network / C. M. Ho, U. J. Lindqwister, A. J. Mannucci, X. Pi, B. T. Tsurutani // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – Vol. 23. – P. 3219–3222.
138. Афраимович, Э. Л. Экспериментальное доказательство существования уединенной внутренней гравитационной волны в атмосфере земли во время мощной магнитной бури 30.10.2003 г. / Э. Л. Афраимович, С. В. Воейков // *Доклады Академии Наук.* – 2004. – Т. 399, № 6. – С.683–686.
139. Ionospheric sounding support of OTH radar / B. W. Reinisch, D. M. Haines, K. Bibl, I. Galkin, X. Huang, D. F. Kitrosser, G. S. Sales, J. L. Scali // *Radio Science.* –1997. – Vol. 32, N 4. – P. 1681–1694.
140. Сравнение параметров F-слоя ионосферы, измеренных на дигизонде DPS-4, ЛЧМ-ионозонде и радаре некогерентного рассеяния в Иркутске во время магнитной бури 29-31.10 2003 г. / К. Г. Ратовский, В. П. Грозов, А. Г. Ким, А. В. Медведев, А. П. Потехин, Б. Г. Шпынев // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 2005. – Т. 45, № 1. – С. 135–140.
141. Yeh, K. C. Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere / K. C. Yeh, C. H. Liu // *Rev. Geophys., Space Phys.* – 1974. – Vol. 12, N 2. – P. 193–216.
142. Balthazar, R. L. Morphology of large-scale traveling atmospheric disturbances in the polar thermosphere / R. L. Balthazar, R. J. Moffett // *J. Geophys. Res.* – 1999. – Vol. 104, N A1. – P. 15–24.
143. Multi-radar mapping of auroral convection / J. C. Foster, T. Turunen, P. Pollari, H. Kohl, V. B. Wickwar // *Adv. Space Res.* – 1989. – Vol. 9, N 5. – P. (5)19–(5)27.
144. Леонович, Л. А. Скорости и направления перемещения крупномасштабных возмущений полного электронного содержания во время больших магнитных бурь / Л. А. Леонович, Э. Л. Афраимович, О. Ю. Портнягина // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 2004. – Т. 44, № 2. – С. 166–173.
145. Леонович, Л. А. Отклик ионосферы на солнечные вспышки и магнитные бури по данным глобальной сети GPS: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 25.00.29 / Леонович Людмила Анатольевна. – Иркутск, 2003. – 22 с.
146. Перевалова, Н. П. Кольцевые ионосферные возмущения в авроральной зоне по данным глобальной сети приемников GPS / Н. П. Перевалова, С. В. Воейков // *XXII*

- Всероссийская научная конференция "Распространение радиоволн" РРВ-22, Труды симпозиума. Т. I. – Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ АПСН, 2008. – С. 93–96.
147. Метеорологические эффекты в ионосфере / А. Д. Данилов, Э. С. Казимировский, Г. В. Вергасова, Г. Я. Хачикян. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 271 с.
148. Kazimirovsky, E. S. Effects of the ionosphere due to phenomena occurring below it / E. S. Kazimirovsky, M. Herraiz, B. A. De La Morena // Surveys in Geophysics. – 2003. – Vol. 24. – P. 139–184.
149. Lastovicka, J. Forcing of the ionosphere by waves from below / J. Lastovicka // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2006. – Vol. 68, N 3/5. – P. 479–497.
150. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы / С. А. Пулинец, В. В. Хегай, К. А. Боярчук, А. М. Ломоносов // Успехи физических наук. – 1998. – Т. 168, № 5. – С. 582–589.
151. Strong DC electric field formation in the low latitude ionosphere over typhoons / V. M. Sorokin, N. V. Isaev, A. K. Yaschenko, V. M. Chmyrev, M. Hayakawa // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2005. – Vol. 67, N 14. – P. 1269–1279.
152. Ванина-Дарт, Л. Б. Исследование взаимодействия нижней экваториальной ионосферы с топическими циклонами по данным дистанционного и ракетного зондирования / Л. Б. Ванина-Дарт, И. В. Покровская, Е. А. Шарков // Исследование Земли из космоса. – 2007. – № 2. – С. 19–27.
153. Ванина-Дарт, Л. Б. Влияние солнечной активности на отклик экваториальной нижней ионосферы во время активной фазы тропических циклонов / Л. Б. Ванина-Дарт, И. В. Покровская, Е. А. Шарков // Исследование Земли из космоса. – 2007. – № 6. – С. 3–10.
154. Bertin, F. Medium scale gravity waves in the ionospheric F)region and their possible origin in weather disturbances / F. Bertin, J. Testud, L. Kersley // Planet. Space Sci. – 1975. – Vol. 23. – P. 493–507.
155. Hung, R. J. Ionospheric observation of gravity waves associated with Hurricane Eloise / R. J. Hung, J. P. Kuo // J. Geophysics – 1978. – V. 45. – P. 67–80.
156. Huang, Y. N. On the detection of acoustic-gravity waves generated by typhoon by use of real time HF Doppler frequency shift sounding system / Y. N. Huang, K. Cheng, S. W. Chen // Radio Science. – 1985. – Vol.20. – P. 897–906.
157. Kazimirovsky, E. S. The tropospheric and stratospheric effects in the ionosphere / E. S. Kazimirovsky, V. D. Kokourov // J. Geom. Geoelectr. – 1991. – Vol. 43 (Suppl. Part 1). – P. 551-562.

158. Rishbeth, H. F-region links with the lower atmosphere? / H. Rishbeth // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2006. – Vol. 68, N 3/5. – P. 469–478.
159. Хромов, С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. – М.: Наука, 2006. – 582 с.
160. Покровская, И. В. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана. Версия 3.1. (1983–2005) / И. В. Покровская, Е. А. Шарков. – М.: Полиграф-сервис, 2006. – 728 с.
161. Morphological features of ionospheric response to typhoon / Z. Xiao, S. Xiao, Y. Hao, D. Zhang // *J. Geophys. Res.* – 2007. – Vol. 112. – P. A04304, doi:10.1029/2006JA011671.
162. Короткопериодные временные вариации ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока / М. А. Черниговская, Е. А. Шарков, В. И. Куркин, И. И. Орлов, И. В. Покровская // Исследование Земли из космоса. – 2008. – № 6. – С. 17–24.
163. Исследование связи короткопериодных временных вариаций параметров ионосферы в северо-восточном регионе России с проявлениями тропических циклонов / М. А. Черниговская, В. И. Куркин, И. И. Орлов, Е. А. Шарков, И. В. Покровская // Исследование Земли из космоса. – 2010. – № 5. – С. 32–41.
164. Исследование воздействия тропических циклонов на вариации параметров ионосферы в азиатском регионе России / М. А. Черниговская, В. И. Куркин, И. И. Орлов, Е. А. Шарков, И. В. Покровская // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Т. 7, № 3. – С. 120–127.
165. Влияние тропических циклонов на динамику ионосферы по данным радара SuperDARN Хоккайдо / А. В. Ойнац, В. И. Куркин, N. Nishitani, М. А. Черниговская // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Труды XVIII Международного симпозиума. Томск. ИОА СО РАН. [Электронный ресурс]. – Томск, 2012. – С. D-105–D-108. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM).
166. Метеорологические эффекты в ионосфере по данным декаметрового радара SuperDARN Хоккайдо / А. В. Ойнац, В. И. Куркин, N. Nishitani, М. А. Черниговская // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9, № 4. – С. 113–121.
167. Исследование возможности проявления деятельности тропических циклонов в собственном свечении атмосферы Земли / А. Б. Белецкий, А. В. Михалев, М. А. Черниговская, Е. А. Шарков, И. В. Покровская // Исследование Земли из космоса. – 2010. – № 4. – С. 41–49.
168. Total electron content variations during typhoon August 7-11, 2006 near south-eastern coast of China / E. L. Afraimovich, S. V. Voyeikov, A. B. Ishin, N. P. Perevalova // XIV International Symposium "Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics". Abstracts. Tomsk: Institute of Atmospheric Optics SB RAS. – 2007. – P. 201.

169. Вариации полного электронного содержания во время мощного тайфуна 5–11 августа 2006 г. у юго-восточного побережья Китая / Э. Л. Афраймович, С. В. Воейков, А. Б. Ишин, Н. П. Перевалова, Ю. Я. Ружин // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48, № 5. – С. 703–708.
170. Бондур, В. Г. Воздействие крупномасштабных атмосферных вихревых процессов на ионосферу на примере урагана Katrina / В. Г. Бондур, С. А. Пулинец, Д. Узунов // Исследования Земли из космоса. – 2008. – № 6. – С. 3–11.
171. Куницын, В. Е. Моделирование распространения акусто-гравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников / В. Е. Куницын, С. Н. Сураев, Р. Р. Ахмедов // Вестник МГУ. Серия 3. Физика, астрономия. – 2007. – № 2. – С. 59–63.
172. Бондур, В. Г. О роли вариаций галактических космических лучей в тропическом циклогенезе на примере урагана Катрина / В. Г. Бондур, С. А. Пулинец, Г. А. Ким // Доклады Академии Наук. – 2008. – Т. 422, № 2. – С. 244–249.
173. Перевалова, Н. П. Эффекты тропических циклонов в ионосфере по данным зондирования сигналами спутниковой радионавигационной системы GPS / Н. П. Перевалова, А. Б. Ишин // Исследование Земли из космоса. – 2010. – № 3. – С. 49–61.
174. Исследование волновых возмущений ионосферной плазмы по данным дистанционного зондирования во время урагана Katrina / Н. П. Перевалова, А. С. Полякова, А. Б. Ишин, С. В. Воейков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Т. 7, № 1. – С. 190–200.
175. Polyakova, A. S. Investigation into impact of tropical cyclones on the ionosphere using GPS sounding and NCEP/NCAR Reanalysis data / A. S. Polyakova, N. P. Perevalova // Adv. Space Res. – 2011. – Vol. 48. – P. 1196–1210.
176. Rolland, L. M. Detection and modeling of Rayleigh wave induced patterns in the ionosphere / L. M. Rolland, P. Lognonné, H. Munekane // // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116. – P. A05320, doi:10.1029/2010JA016060.
177. Вариации ионосферных параметров, наблюдавшиеся во время мощных ураганов 2005 г. вблизи атлантического побережья США / А. Б. Ишин, С. В. Воейков, Н. П. Перевалова, А. В. Зализовский, А. А. Сопин // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука-2000", 2009. – Вып. 6, Т. II. – С. 274–279.
178. Сравнительный анализ вариаций ионосферных и метеорологических параметров над зонами действия тропических циклонов Rita (18-26.09.2005) и Wilma (15-25.10.2005) / Н. П. Перевалова, А. С. Полякова, А. Б. Ишин, С. В. Воейков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8, № 1. – С. 303–313.

179. Перевалова, Н. П. Исследование связи ионосферных возмущений в Восточносибирском и Дальневосточном регионах с циклонической активностью / Н. П. Перевалова, Н. М. Полех, С. В. Воейков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука-2000", 2009. – Вып. 6, Т. II. – С. 287–295.
180. Перевалова, Н. П. Исследование отклика верхней атмосферы на циклоны по данным ионозондов в Восточно-Сибирском и Дальневосточном регионах / Н. П. Перевалова, Н. М. Полех // Оптика атмосферы и океана. – 2009. – Т. 22, № 09. – С. 882–889.
181. Davies, K. Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964 / K. Davies, D. M. Baker // J. Geophys. Res. – 1965. – Vol. 70. – P. 2251–2253.
182. Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis / J. Artru, V. Ducic, H. Kanamori, P. Lognonné, M. Murakami // Geophysical Journal International. – 2005. – Vol. 160, N 3. – P. 840–848.
183. Ground-based GPS imaging of ionospheric post-seismic signal / P. Lognonné, J. Artru, R. Garcia, F. Crespon, V. Ducic, E. Jeansou, G. Occhipinti, J. Helbert, G. Moreaux, P. -E. Godet // Planetary and Space Science. – 2006. – Vol. 54, N 5. – P. 528–540.
184. Heki, K. Directivity and apparent velocity of the coseismic ionospheric disturbances observed with a dense GPS array / K. Heki, J. Ping // Earth Planet Sci. Lett. – 2005. – Vol. 236. – P. 845–855.
185. Afraimovich, E. L. Localization of the source of ionospheric disturbance generated during an earthquake / E. L. Afraimovich, E. I. Astafieva, V. V. Kirushkin // International Journal of Geomagnetism and Aeronomy. – 2006. – Vol. 6. N 2, doi:10.1029/2004GI000092.
186. Astafyeva, E. I. Long-distance propagation of traveling ionospheric disturbances caused by the great Sumatra-Andaman earthquake on 26 December 2004 / E. I. Astafyeva, E. L. Afraimovich // Earth, Planets, and Space. – 2006. – Vol. 58, N 8. – P. 1025–1031.
187. Detection of ruptures of Andaman fault segments in the 2004 great Sumatra earthquake with coseismic ionospheric disturbances / K. Heki, Y. Otsuka, N. Choosakul, N. Hemmakorn, T. Komolmis, T. Maruyama // J. Geophys. Res., B: Solid Earth. – 2006. – Vol. 111, N 9. – P. B09313.
188. Two-mode long-distance propagation of coseismic ionosphere disturbances / E. Astafyeva, K. Heki, E. Afraimovich, V. Kiryushkin, S. Shalimov // J. Geophys. Res., Space Physics. – 2009. – Vol. 114. – P. A10307, doi:10.1029/2008JA013853.
189. Ionospheric gravity waves detected offshore Hawaii after tsunamis / L. M. Rolland, G. Occhipinti, P. Lognonné, A. Loevenbruck // Geophys. Res. Lett. – 2010. – Vol. 37, N 17. – P. L17101.

190. Ионосферный отклик на подводные Курильские землетрясения по наблюдениям со спутников GPS / М. Б. Гохберг, В. М. Лапшин, Г. М. Стеблов, С. Л. Шалимов // Исследование Земли из космоса. – 2011. – № 1. – С. 30–38.
191. Three-dimensional ionospheric tomography of post-seismic perturbations produced by the Denali earthquake from GPS data / R. Garcia, F. Crespon, V. Ducic, P. Lognonné // Geophysical Journal International. – 2005. – Vol. 163, N 3. – P. 1049–1064.
192. The resonant response of the ionosphere imaged after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake / L. M. Rolland, P. Lognonné, E. Astafyeva, E. A. Kherani, N. Kobayashi, M. Mann, H. Munekane // Earth, Planets, and Space. – 2011. – Vol. 63, N 7. – P. 853–857.
193. Афраймович, Э. Л. Использование модели GPS-детектирования для определения характеристик ионосферных возмущений / Э. Л. Афраймович, В. В. Кирюшкин, Н. П. Перевалова // Труды XX всероссийской конференции по распространению радиоволн. Нижний Новгород, 2-4 июля 2002 г. – Нижний Новгород, 2002. – С. 104–105.
194. Comparison of TEC response of the shock-acoustic waves generated during rocket launchings, by earthquakes and explosions / E. L. Afraimovich, E. A. Kosogorov, N. P. Perevalova, A. V. Plotnicov // Proceedings of International Beacon Satellite Symposium, June 4-6, 2001, Boston College, Institute for Scientific Research, Chestnut Hill, MA, USA. – 2001. – P. 373–377.
195. Variations of the total electron content in the ionosphere from GPS data recorded during the Hector Mine earthquake of October 16, 1999, California / E. L. Afraimovich, E. I. Astafieva, M. B. Gokhberg, V. M. Lapshin, V. E. Permyakova, G. M. Steblov, S. L. Shalimov // Russian Journal of Earth Sciences. – 2004. – Vol. 6, N 5. – P. 339–354.
196. TEC response to the 2008 Wenchuan earthquake in comparison with other strong earthquakes / E. L. Afraimovich, D. Feng, V. V. Kiryushkin, E. I. Astafieva, S. G. Jin, V. A. Sankov // International Journal of Remote Sensing. – 2010. – Vol. 31, N 13. – P. 3601–3613.
197. Большая советская энциклопедия, Изд. 3-е, Т. 9. – М: Советская энциклопедия, 1972. – 624 с.
198. Bird, P. An updated digital model of plate boundaries / P. Bird // Geochem. Geophys. Geosyst – 2003. – Vol. 4, N3. – P. 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
199. Ионосферный отклик на подводное землетрясение в Японии 11.03.2011 г. по наблюдениям со спутников GPS / М. Б. Гохберг, Г. М. Стеблов, С. Л. Шалимов, В. А. Вейс, Е. А. Грехова // Геофизические процессы и биосфера. – 2011. – Т. 10. – № 1. – С. 47–63.

200. Ionospheric disturbances detected by GPS total electron content observation after the 2011 Tohoku Earthquake / T. Tsugawa, A. Saito, Y. Otsuka, M. Nishioka, T. Maruyama, H. Kato, T. Nagatsuma, K. T. Murata // Earth, Planets, and Space. – 2011. – Vol. 63, N 7. – P. 875–879.
201. Куницын, В. Е. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS / В. Е. Куницын, И. А. Нестеров, С. Л. Шалимов // Письма в ЖЭТФ. – 2011. – Т. 63, № 8. – С. 657–661.
202. Astafyeva, E. First ionospheric images of the seismic fault slip on the example of the Tohoku-oki earthquake / E. Astafyeva, P. Lognonné, L. M. Rolland // Geophys. Res. Lett. – 2011. – Vol. 38. – P. L22104, doi:10.1029/2011GL049623.
203. Heki, K. Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 Tohoku-Oki earthquake / K. Heki // Geophys. Res. Lett. – 2011. – Vol. 38. – P. L17312, doi:10.1029/2011GL047908.
204. Исследование ионосферных возмущений, вызванных землетрясением в Японии 11 марта 2011 г., по данным сети GEONET / Н. П. Перевалова, С. В. Воейков, Ю. В. Ясюкевич, А. Б. Ишин, Е. С. Воейкова, В. А. Саньков // Современные проблемы зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9, № 3. – С. 172–180.
205. Госсард, Э. Э. Волны в атмосфере / Э. Э. Госсард, У. Х. Хук. – М.: Мир, 1978. – 532 с.
206. Отклик ионосферы на Тувинские землетрясения 27 декабря 2011 г. и 26 февраля 2012 г. / Н. П. Перевалова, А. С. Жупитяева, С. В. Воейков, Э. И. Астафьева, В. А. Саньков // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Труды XVIII Международного симпозиума. Томск. ИОА СО РАН. [Электронный ресурс]. – Томск, 2012. – С. D-307–D-310. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM).
207. Ionospheric response to earthquakes of various intensities / N. Perevalova, A. Polyakova, E. Astafyeva, A. Zhupityaeva // Abstracts of 39th COSPAR Scientific Assembly. – 2012. STW-B-047. URL: <https://www.cospar-assembly.org/abstractcd/COSPAR-12>.
208. Zakharenkova, I. E. Features of the ionosphere behavior before the Kythira 2006 earthquake / I. E. Zakharenkova, I. I. Shagimuratov, A. Kkrankowski // Acta Geophys. – 2007. – Vol. 55, N 4. – P. 471–481.
209. MHD nature of night-time MSTIDs excited by the solar terminator / E. L. Afraimovich, I. K. Edemskiy, A. S. Leonovich, L. A. Leonovich, S. V. Voeykov, Y. V. Yasyukevich // Geophys. Res. Lett. – 2009. – Vol. 36. – P. L15106, doi:10.1029/2009GL039803.
210. Исследование геодинамических и ионосферных возмущений во время Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. / Г. А. Жеребцов, Н. П. Перевалова, Э. И. Астафьева, С. В. Воейков, Ю. В. Ясюкевич, В. А. Саньков, А. В. Лухнев, С. В. Ашурков, Ю. Б. Башкуев, М. Г. Дембелов, Д. Г. Буянова, И. Б. Нагуслаева // Журнал Радиоэлектроники.

Материалы Российской научной конференции "Зондирование земных покровов радарами с синтезированной апертурой" (06-10 сентября 2010 г., г. Улан-Удэ). – 2010. – С. 205–219.

211. Geodynamic and ionospheric disturbances during Kultuk earthquake (27 August 2008) in the southern Baikal region / N. P. Perevalova, G. Zherebtsov, V. Sankov, A. Loukhnev, Yu. Bashkuev, M. Dembelov, S. Ashurkov, S. Voeykov, Yu. Yasyukevich, V. Kurkin, E. Astafyeva // 38th COSPAR, Scientific Assembly, Bremen, Germany. 18-25 July, 2010: Abstr. Bremen, Germany. – 2010. – P. C11–0157-10.

212. Едемский, И. К. Сезонные и широтные вариации параметров волновых возмущений МГД-природы, генерируемых солнечным терминатором / И. К. Едемский, С. В. Воейков, Ю. В. Ясюкевич // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8, № 4. – С. 107–116.

213. Ionospheric response to earthquakes of different magnitudes: larger quakes perturb the ionosphere stronger and longer / E. Astafyeva, S. Shalimov, E. Olshanskaya, P. Lognonné // Geophys. Res. Lett. – 2013. – Vol. 40. – P. 1675–1681, doi: 10.1002/grl.50398.

214. Bolt, B. A. Seismic air waves from the great 1964 Alaskan earthquake / B. A. Bolt // Nature. – 1964. – Vol. 202. – P. 1095–1096.

215. Yuen, P. C. Continuous, traveling coupling between seismic waves and the ionosphere evident in May 1968 Japan earthquake data / P. C. Yuen, P. F. Weaver, B. K. Suzuki // J. Geophys. Res., Space Physics. – 1969. – Vol. 74, N 9. – P. 2255–2264.

216. Намазов, С. А. Доплеровское смещение частоты при ионосферном распространении декаметровых радиоволн (обзор) / С. А. Намазов, В. Д. Новиков, И. А. Хмельницкий // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 1975. – Т. 18, № 4. – С. 473–500.

217. Acoustic coupling in the ionosphere from seismic waves of the earthquake at Kurile Islands on August 11, 1969 / P. F. Weaver, P. C. Yuen, G. W. Prolss, A. S. Furumoto // Nature. – 1970. – Vol. 226. – P. 1239–1241.

218. Федоренко, А. К. Спутниковые наблюдения квазиволновых возмущений атмосферы на высотах области F, вызванных мощными землетрясениями / А. К. Федоренко, Г. В. Лизунов, Х. Роткел // Геомагнетизм и аэрономия. – 2005. – Т. 45, № 3. – С. 403–410.

219. HF-Doppler observations of acoustic waves excited by the Urakawa-Oki earthquake on 21 March 1982 / T. Tanaka, T. Ichinose, T. Okuzawa, T. Shibata, Y. Sato, C. Nagasawa, T. Ogawa // J. Atmos. Terr. Phys. – 1984. – Vol. 46, N 3. – P. 233–245.

220. Эффекты сильных землетрясений в ионосфере Земли / Д. А. Егоров, Ю. Н. Елизарьев, В. М. Новиков, Ю. Е. Таращук // Геомагнетизм и аэрономия. – 1990. – Т. 30, № 4. – С. 680–682.
221. Rothkaehl, H. Ionospheric plasma response to the seismic activity. / H. Rothkaehl, R. Bucik, K. Kudela // Physics and Chemistry of the Earth. – 2006. – Vol. 31, N 4-9. – P. 473–481.
222. Афраймович, Э. Л. Ионосферный отклик главного толчка Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. по данным камчатской региональной сети станций GPS / Э. Л. Афраймович, И. В. Живетьев // Вулканология и сейсмология. – 2005. – № 4. – С. 56–62.
223. Artru, J. Acoustic waves generated from seismic surface waves: Propagation properties determined from Doppler sounding observations and normal-mode modeling / J. Artru, T. Farges, P. Lognonné // Geophysical Journal International. – 2004. – Vol. 158, N 3. – P. 1067–1077.
224. Coseismic ionospheric disturbances triggered by the Chi-Chi earthquake / J. Y. Liu, H. F. Tsai, C. H. Lin, M. Kamogawa, Y. I. Chen, C. H. Lin, B. S. Huang, S. B. Yu, Y. H. Yeh // J. Geophys. Res., A: Space Physics. – 2010. – Vol. 115, N 8. – P. A08303.
225. Ionospheric disturbances triggered by the Mw 7.6 earthquake off the coast of El Salvador on 13 January 2001 / T. K. Jung, J. Y. Liu, H. F. Tsai, B. S. Huang, C. H. Lin, S. B. Yu, Y. S. Yeh // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. – 2006. – Vol. 17, N 2. – P. 345–351.
226. Ducic, V. Ionospheric remote sensing of the Dehali earthquake Rayleigg surface waves / V. Ducic, J. Artu, P. Lognonne // Geophys. Res. Lett. – 2003. – Vol. 30, N 18. – P. 1951, doi:10.1029/2003GL017812.
227. Observation evidences of atmospheric Gravity Waves induced by seismic activity from analysis of subionospheric LF signal spectra / A. Rozhnoi, M. Solovieva, O. Molchanov, P. -F. Biagi, M. Hayakawa // Natural Hazards and Earth System Science. – 2007. – Vol. 7, N 5. – P. 625–628.
228. Hao, Y. -Q. Responses of the ionosphere to the great Sumatra earthquake and volcanic eruption of Pinatubo / Y. -Q. Hao, Z. Xiao, D. -H. Zhang // Chinese Physics Letters. – 2006. – Vol. 23, N 7. – P. 1955–1957.
229. Ionospheric perturbations observed by the GPS following the December 26th, 2004 Sumatra-Andaman earthquake / A. DasGupta, A. Das, D. Hui, K. M. Bandyopadhyay, M. R. Sivaraman // Earth, Planets, and Space. – 2006. – Vol. 58, N2. – P. 167–172.
230. Giant ionospheric disturbances excited by the M9.3 Sumatra earthquake of 26 December 2004 / J. Y. Liu, Y. B. Tsai, S. W. Chen, C. P. Lee, Y. C. Chen, H. Y. Yen, W. Y. Chang, C. Liu // Geophys. Res. Lett. – 2006. – Vol. 33, N 2. – P. L02103.

231. Ionospheric GPS total electron content (TEC) disturbances triggered by the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami / J. Y. Liu, Y. B. Tsai, K. F. Ma, Y. I. Chen, H. F. Tsai, C. H. Lin, M. Kamogawa, C. P. Lee // *J. Geophys. Res., A: Space Physics.* – 2006. – Vol. 111, N 5. – P. A05303.
232. GPS detection of total electron content variations over Indonesia and Thailand following the 26 December 2004 earthquake / Y. Otsuka, N. Kotake, T. Tsugawa, K. Shiokawa, T. Ogawa, Effendy, S. Saito, M. Kawamura, T. Maruyama, N. Hemmakorn, T. Komolmis // *Earth, Planets, and Space.* – 2006. – Vol. 58, N 2. – P. 159–165.
233. Three-dimensional waveform modeling of ionospheric signature induced by the 2004 Sumatra tsunami / G. Occhipinti, P. Lognonné, E. A. Kherani, H. Hébert // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33, N 20. – P. L20104.
234. A numerical simulation of ionospheric and atmospheric variations associated with the Sumatra earthquake on December 26, 2004 / H. Shinagawa, T. Iyemori, S. Saito, T. Maruyama // *Earth, Planets, and Space.* – 2007. – Vol. 59, N 9. – P. 1015–1026.
235. Did tsunami-launched gravity waves trigger ionospheric turbulence over Arecibo? / M. C. Lee, R. Pradipta, W. J. Burke, A. Labno, L. M. Burton, J. A. Cohen, S. E. Dorfman, A. J. Coster, M. P. Sulzer, S. P. Kuo // *J. Geophys. Res., A: Space Physics.* – 2008. – Vol. 113, N 1. – P. A01302.
236. Excitation of 4-min periodic ionospheric variations following the great Sumatra-Andaman earthquake in 2004 / N. Choosakul, A. Saito, T. Iyemori, M. Hashizume // *J. Geophys. Res., A: Space Physics.* – 2009. – Vol. 114, N 10. – P. A10313.
237. Astafyeva, E. Dependence of waveform of near-field coseismic ionospheric disturbances on focal mechanisms / E. Astafyeva, K. Heki // *Earth, Planets, and Space.* – 2009. – Vol. 61. – P. 939–943.
238. Cahyadi, M. N. Ionospheric disturbances of the 2007 Bengkulu and the 2005 Nias earthquakes, Sumatra, observed with a regional GPS network / M. N. Cahyadi, K. Heki // *J. Geophys. Res., Space Physics.* – 2013. – Vol. 118, doi:10.1002/jgra.50208.
239. Long-distance propagation of ionospheric disturbances generated by the 2011 Tohoku Earthquake / C. H. Chen, A. Saito, J. Lin, J. Y. Liu, H. F. Tsai, T. Tsugawa, Y. Otsuka, M. Nishioka, M. Matsumura // *Earth, Planets, and Space.* – 2011. – Vol. 63. N 7. – P. 881–884.
240. Discriminating the tectonic and non-tectonic contributions in the ionospheric signature of the 2011, Mw7.1, dip-slip Van earthquake, Eastern Turkey / L. M. Rolland, M. Vergnolle, J. M. Nocquet, A. Sladen, J. X. Dessa, F. Tavakoli, H. R. Nankali, F. Cappa // *Geophys. Res. Lett.* – 2013. – Vol. 40. – P. 2518–2522, doi:10.1002/grl.50544.

241. Ударно-акустические волны, генерируемые при запусках ракет, землетрясениях и взрывах / Э. Л. Афраймович, В. В. Кирюшкин, Н. П. Перевалова, А. В. Плотников // Труды XX всероссийской конференции по распространению радиоволн. Нижний Новгород, 2-4 июля 2002 г. – 2002. – С. 98–99.
242. Исследование околоземного космического пространства с использованием глобальных навигационных спутниковых систем / Ю. В. Ярюкевич, Н. П. Перевалова, В. В. Демьянов, И. К. Едемский, А. А. Маркионова // Вестник Сибирского государственного аэрокосмического университета имени академика М.Ф. Решетнева. – 2013. – № 6 (Спец. вып.). – С. 93–100.
243. Threshold magnitude for ionospheric TEC response to earthquakes / N. P. Perevalova, V. A. Sankov, E. I. Astafyeva, A. S. Zhupityaeva // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2014. – Vol. 108. – P. 77-90.

Список рисунков

	Стр.
1.1. Сдвиг в целое число секунд между шкалой атомного времени TAI и шкалами времени UTC, GPS, ГЛОНАСС, Galileo, BeiDou/Compass. Вертикальными пунктирными линиями отмечены моменты введения шкал TAI и UTC, а также начала отсчетов для шкал системного времени ГНСС. По материалам [39, 43, 44]	29
1.2. Геометрия зондирования ионосферы сигналами ГНСС: т. О – центр земного шара; т. В – приемник ГНСС (пункт наблюдений); S – навигационный спутник ГНСС; h_{\max} – высота максимума ионизации (слой F2); P, P_I , P_S – ионосферная, подионосферная, подспутниковая точки, соответственно (по материалам [48, 13]).	33
1.3. Используемые системы координат: геоцентрическая (а), топоцентрическая (б), геоцентрическая инерциальная (в), геоцентрическая орбитальная (г)	34
1.4. Глобальные сети ионосферных детекторов: ионозонды, радары НР, приемники GPS. Указаны названия радаров НР	37
1.5. Глобальное распределение ПЭС 29.10.2003 в 12:00 UT, построенное по технологии GIM	45
2.1. Сети стационарных GPS-станций на территории РФ. Точками показаны крупные города	56
2.2. Общая схема организации сбора и передачи геофизической информации в региональной сети приемников GPS/ГЛОНАСС	57
2.3. Действующая сеть GPS-станций IGS и планируемое в ИСЗФ СО РАН размещение приемников GPS/ГЛОНАСС на территории Сибири	60
2.4. Автоматический измерительный комплекс GPS/ГЛОНАСС на базе приемника Javad Delta-G3T	62
2.5. Схема обработки данных в программном комплексе GLOBDET	68
2.6. Определение горизонтальной скорости ПИВ методом D1 и D1-GPS	71
2.7. Определение координат источника ПИВ в предположении плоского фронта возмущения	74
2.8. Высотная (а) и суточная (б) зависимости локальной концентрации Ne	

(модель)	78
2.9. Распределения локальной концентрации N_e вдоль меридиана $\ell = 0^\circ$ на высоте $h=h_{\max}$ (модель)	79
2.10. Возмущения электронной концентрации (модель)	81
2.11. Влияние ракурсного эффекта на амплитуду вариаций ПЭС. Стрелки у оси абсцисс отмечают время старта (21:06 UT)	86
2.12. Геометрия измерений вариаций ПЭС с помощью СРНС "Transit" во время старта ракеты "Протон" 17.04.2000 (модель)	88
2.13. Результаты моделирования измерений вариаций ПЭС с помощью СРНС "Transit" во время старта ракеты "Протон" 17.04.2000	88
2.14. Характеристики ПИВ, рассчитанные методом SADM-GPS для модели возмущения в виде одной плоской волны (а-г). Те же характеристики для модели возмущения в виде суммы двух плоских волн (д-з). Значения скорости и азимута, заданные в моделях, показаны горизонтальными линиями	90
2.15. Характеристики ПИВ, рассчитанные методом SADM-GPS для моделей возмущения с добавлением аддитивного шума: одна плоская волна (а-г); сумма двух плоских волн (д-з)	92
2.16. Результаты моделирования. Поведение азимута α_s (а, д). Результаты расчетов ПЭС при $\theta_s=45^\circ$ (б-г) и $\theta_s=60^\circ$ (е-з)	96
2.17. Геометрия зондирования ионосферы сигналами GPS (а), ГЛОНАСС (б) в высоких широтах	100
2.18. Траектории ионосферных точек для спутников GPS (а-г) и ГЛОНАСС (д-з), которые могли находиться в зоне радиовидимости 18.03.2010 в пунктах наблюдения на заданных широтах. Положение пунктов отмечено треугольниками, широты пунктов указаны на панелях. Пунктиром на панелях (г, з) отмечен экватор	103
2.19. Траектории ионосферных точек НИСЗ GPS, наблюдавшихся на станции NRIL (Норильск) 15 февраля 2013 г. (а). Крупными серыми символами указаны номера "заполюсных" НИСЗ. Вариации ПЭС на луче NRIL-PRN22 со стороны полюса (б)	104

2.20. Высотные зависимости плазменной частоты ω_N , гирочастоты ω_h и частоты соударений v . Показаны пределы изменения ω_N в различных условиях. По материалам [1, 74, 95]	106
2.21. Суточный ход абсолютного вертикального ПЭС, рассчитанного по картам GIM, в спокойных условиях	112
3.1. Вариации индексов геомагнитной активности и ПЭС в период геомагнитной бури 25.09.1998	117
3.2. Геометрия измерений во время магнитной бури 25 сентября 1998 г.	117
3.3. Вариации ПЭС и параметры КМ ПИВ во время магнитной бури 25 сентября 1998 г.	119
3.4. Вариации геомагнитных и ионосферных параметров во время магнитосферной бури 17 апреля 2002 г.	122
3.5. Геометрия измерений во время магнитосферной бури 17 апреля 2002 г.	122
3.6. Вариации ионосферных параметров в Восточной Сибири во время магнитосферной бури 17 апреля 2002 г.	124
3.7. Глобальные карты ПЭС (GIM) в спокойных (справа) и возмущенных (слева) условиях. Символ * отмечает местный полдень	128
3.8. Глобальные карты относительного отклонения ПЭС во время магнитной бури 29 октября 2003 г. Символ * отмечает местный полдень	130
3.9. Геометрия измерений (а) и отфильтрованные вариации ПЭС (б-е) во время магнитной бури 29.10.2003	131
3.10. Вариации ПЭС и f_0F2 в Восточной Сибири во время магнитной бури 10 ноября 2004 г.	133
3.11. Распределение интенсивности вариаций ПЭС и форма волнового фронта КМ ПИВ в 07:10 UT 29.10.2003 (а) и в 03:00 UT 11.09.2005 (б)	136
3.12. Сопоставление движения КМ ПИВ (черные и серые стрелки по периметру рисунка) с движением изолиний ПЭС (красные стрелки) 29.10.2003. Черная линия со стрелками показывает положение и перемещение терминатора. Символ * отмечает местный полдень	138
3.13. Движение изолиний ПЭС (белые стрелки) в спокойных (а, б) и возмущенных (в, г) условиях. Определение скорости и направления перемещения изолиний	

ПЭС (д)	139
3.14. Модель движения точек вдоль девяти геомагнитных меридианов (0° , 15° , 90° , 105° , 165° , 180° , 240° , 270° , 285°) в геомагнитной системе координат (а). Видимое перемещение тех же точек в географической системе координат (б). Толстой черной линией отмечен нулевой геомагнитный меридиан	144
3.15. Значения меридиональной (а-б) и зональной (в-г) компонент скорости точки в географической системе координат на геомагнитных меридианах с долготами 0° и 180° (точки), 90° и 270° (квадраты), 15° и 240° (треугольники). Положительная зональная скорость направлена на восток	146
3.16. Значения модуля скорости (а-б) и азимута (в-г) перемещения точки в географической системе координат на геомагнитных меридианах с долготами 0° и 180° (точки), 90° и 270° (квадраты), 15° и 240° (треугольники)	146
4.1. Траектория движения тропического циклона SAOMAI в августе 2006 г. Пунктиром нанесен геомагнитный экватор. Точками обозначены GPS-станции. Заливкой показано распределение ПЭС, соответствующее карте GIM 07.08.2006 (09:00 UT)	156
4.2. Вариации ПЭС, усредненного по региону активности тайфуна SAOMAI (толстая черная линия) и вариации индекса Dst (а). Интенсивность вариаций ПЭС в трех диапазонах периодов: 32-128, 10-25, 02-10 мин (б-г)	156
4.3. Карты распределения ПЭС (GIM) над центральной Америкой 28 августа 2005 г. для двух моментов времени: 20:00 UT (а) и 04:00 UT (б). Черной толстой линией показана траектория движения ТЦ KATRINA. Треугольниками отмечено положение центра ТЦ в 00:00 UT. Крупными точками обозначено положение станций GPS, белыми линиями – траектории ионосферных точек	160
4.4. Поведение индекса геомагнитной активности Dst и скорости ветра в циклоне KATRINA 23–31 августа 2005 г. (а). Отфильтрованные в диапазоне периодов 02–20 мин (б, в) и 20–60 мин (г, д) вариации ПЭС на станциях GPS KYW1 и MOB1. Серым цветом на панелях (б–д) отмечены периоды активности экваториальной аномалии в регионе (240 – 300° E)	161
4.5. Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазонах периодов 15–40 мин (а–г) и 02–20 мин (д–з), полученные 28 и 30 августа 2005 г. на станциях KYW1, MOB1 для спутников GPS PRN02, PRN04. Нанесены шкалы местного	

времени LT для долготы 270°E. Пунктиром на панелях (а, в) показаны изменения углов места θ спутников PRN02, PRN04	164
4.6. Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС с периодами 02-20 мин (черные линии переменной толщины) и приземного давления (заливка) в зоне действия ТЦ KATRINA 24-31 августа 2005. Толстая черная линия отображает траекторию движения ТЦ KATRINA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами отмечено положение станций GPS	167
4.7. Пространственное распределение интенсивности колебаний ПЭС (черные линии переменной толщины) с периодами 02-20 мин (а-г), 20-60 мин (д-з). Заливкой показано распределение скорости меридионального ветра по данным NCEP/NCAR Reanalysis (положительный меридиональный ветер направлен на север)	169
4.8. То же, что на рисунке 4.7, но заливкой показано распределение скорости зонального ветра по данным NCEP/NCAR Reanalysis (положительный зональный ветер направлен на восток)	170
4.9. Пространственно-временное распределение отклонений ΔA амплитуды колебаний ПЭС с периодами 02-20 мин (а-б) и 20-60 мин (в-г) 28-29 августа 2005 г. (черные линии переменной толщины) и скорости меридионального ветра (заливка). Положительный меридиональный ветер направлен на север	172
4.10. Карта распределения ПЭС (GIM) над центральной Америкой в 20:00 UT 22 сентября 2005 г. Крупными точками обозначено положение станций GPS	174
4.11. Поведение индекса геомагнитной активности Dst и скорости ветра V в ТЦ RITA 20-30 сентября 2005 г. (а). Отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин (б-в) вариации ПЭС на станциях KYW1 и FLIU	174
4.12. Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин (черные линии переменной толщины) и приземного давления (заливка) в зоне действия ТЦ RITA 21-24 сентября 2005 г. Толстая линия отображает траекторию движения ТЦ RITA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами обозначено положение станций GPS ...	176
4.13. Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС (черные линии переменной толщины) с периодами 02-20 мин (а-б), 20-60 мин	

(б-г) и скорости меридионального ветра (заливка). Положительный меридиональный ветер направлен на север	176
4.14. Карта распределения ПЭС (GIM) над центральной Америкой в 20:00 UT 19 октября 2005 г. Крупными точками обозначено положение станций GPS	178
4.15. Поведение индекса геомагнитной активности Dst и скорости ветра V в ТЦ WILMA 05.10.2005-04.11.2005 (а). Отфильтрованные в диапазоне периодов 02-10 мин (б-г) вариации ПЭС на станциях GPS ELEN, KYW1, GUAT	178
4.16. Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин (черные линии переменной толщины) и приземного давления (заливка) в зоне действия ТЦ WILMA. Толстая линия отображает траекторию движения ТЦ RITA по данным сайта (URL: www.nhc.noaa.gov). Квадратами обозначено положение станций GPS	180
4.17. Пространственно-временное распределение интенсивности колебаний ПЭС (черные линии переменной толщины) с периодами 02-20 мин (а-б), 20-60 мин (в-г) и скорости меридионального ветра (заливка). Положительный меридиональный ветер направлен на север	181
4.18. Средняя амплитуда колебаний ПЭС с периодами 20-60 мин и 02-20 мин, зарегистрированная в дни максимального развития ТЦ KATRINA, RITA, WILMA. Штриховкой отмечена средняя амплитуда колебаний ПЭС в невозмущенный день на тех же станциях	182
4.19. Высотно-широтные профили геопотенциальной высоты h девяти уровней давления в дни максимальной активности ТЦ RITA (а), WILMA (б), KATRINA (в). Профили построены на долготе, которая проходит через центр циклона. Пунктиром отмечено положение центра циклона	184
4.20. Высотно-широтные профили скорости зонального ветра U в дни максимальной активности ТЦ RITA (а), WILMA (б), KATRINA (в). Профили построены на долготе, которая проходит через центр циклона. Пунктиром отмечено положение центра циклона. Положительный зональный ветер направлен на восток	185
4.21. Температура T над зонами действия ТЦ RITA (а), WILMA (б), KATRINA (в) в дни их максимальной активности. Профили построены на долготе, которая проходит через центр циклона. Синие линии соответствуют температуре в	

тропосфере, красные – в стратосфере. Вертикальным пунктиром отмечено положение центра циклона	186
4.22. Индекс Dst (а) и геометрия измерений (б) в сентябре-ноябре 2005 г. Отмечено время действия ТЦ (а). Показаны траектории движения тропических циклонов DAMREY, SAOLA, LONGWANG (б)	188
4.23. Отфильтрованные вариации ПЭС, полученные на станциях TCMS и YSSK для спутников GPS PRN02, PRN04, PRN10. Внизу нанесены шкалы местного времени LT	191
4.24. Вариации геофизических параметров 18-30 сентября 2005 г.: индекс Dst (а); отклонения критических частот от медианы на станциях Guangzhou (б), Хабаровск (в), Иркутск (г), Darwin (д); скорость ветра в циклонах DAMREY (б, точки), SAOLA (в, точки), LONGWANG (г, точки). Стрелками на панели (а) отмечено время действия ТЦ, толстым выделены стадии ураганов для ТЦ	193
4.25. Распределения интенсивности колебаний f_0F2 , $h'F$, h_mF2 с периодами 4 ч в Хабаровске (а, б) и 3.5 ч в Иркутске (в-д) 18-30 сентября 2005 г. Серым цветом выделены периоды, когда на станции TCMS регистрировалось усиление колебаний ПЭС	195
4.26. Распределения интенсивности колебаний $h'F$ с периодами 3.5 ч (Иркутск) и 4 ч (Darwin) в октябре-ноябре 2005 г. Вариации индекса Dst и время действия ТЦ в октябре (а). Вариации индекса Dst (в) и время действия ТЦ (б) в ноябре	197
5.1. Основные типы смещений по разломам и соответствующие им стереограммы фокальных механизмов (по материалам сайта (URL: http://www.seis-bykl.ru))	205
5.2. Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-г) во время землетрясений в Японии. Черными линиями на панелях (б-г) показаны вариации ПЭС 11.03.2011, серыми – 10.03.2011 и 12.03.2011, пунктирной линией отмечен момент главного толчка 11.03.2011. На стереограмме показан механизм очага главного толчка 11.03.2011 (URL: http://www.globalcmt.org) ...	207
5.3. Пространственные вариации возмущений ПЭС после землетрясения в Японии 11.03.2011, полученные для спутников GPS PRN18 (а-г), PRN09 (д), PRN26 (е). Крупной точкой показан эпицентр землетрясения. Справа от панелей даны шкалы интенсивности возмущений ПЭС	209
5.4. Пространственные распределения скорости и направления перемещения	

возмущений ПЭС 11.03.2011 для двух интервалов времени: 05:52:30-06:25:30 UT (а) и 06:26:00-7:16:30 UT (в). Точкой показан эпицентр землетрясения. Гистограммы скоростей крупномасштабных (б) и среднемасштабных (г) ПИВ	210
5.5. Диаграммы " дальность-время" для станций GPS, расположенных южнее (а, б) и севернее (в, г) эпицентра землетрясения Tohoku. Черными линиями отмечены различные моды возмущений, цифрами указана скорость их распространения. Серой линией отмечено время землетрясения	212
5.6. Геометрия измерений и примеры вариаций ПЭС во время землетрясений в Турции (а-в), вблизи о. Суматра (г-д) и у побережья Сальвадора (е-ж). Треугольниками на панелях вариаций ПЭС отмечен момент землетрясения. На стереограммах показаны механизмы очагов (URL: http://www.globalcmt.org)	214
5.7. Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-в) во время землетрясения 10.01.2012 вблизи о. Суматра. Вертикальной пунктирной линией на панелях (б-в) отмечен момент землетрясения. На стереограмме показан механизм очага (URL: http://www.globalcmt.org)	217
5.8. Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-в) во время землетрясений 11.04.2012 вблизи о. Суматра. Вертикальной пунктирной линией на панелях (б-в) отмечен момент землетрясения. На стереограммах показаны механизмы очагов (URL: http://www.globalcmt.org)	217
5.9. Траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях NOVM и BADG 27 декабря 2011 г. (а) и 26 февраля 2012 г. (б). Положение станций GPS отмечено треугольниками, цифры у траекторий обозначают номера спутников GPS. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений. На стереограммах показаны механизмы очагов (URL: http://www.globalcmt.org)	220
5.10. Отфильтрованные вариации ПЭС, полученные для спутников GPS PRN30, PRN16, PRN18 на станциях NOVM, BADG 26-28 декабря 2011 г. (а, б) и 25-27 февраля 2012 г. (в, г). Моменты землетрясений отмечены пунктирными линиями	220
5.11. Геометрия измерений над зоной землетрясения в Греции 08.01.2006. Звездочкой отмечен эпицентр землетрясения, квадратами – станции GPS, линиями – траектории ионосферных точек для НИСЗ GPS, наблюдавшихся на станциях NOT1 (черные сплошные линии), MATE (серые сплошные линии), TUBI (черные пунктирные линии), LAMP (серые пунктирные линии) в	

период 11:00-14:00 UT 08.01.2006. На стереограмме показан механизм очага (URL: http://www.globalcmt.org)	221
5.12. Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-10 мин и наблюдавшиеся на лучах NOT1-PRN02 и TUBI-PRN30 в период 06:00-10:00 UT с 5 по 9 января 2006 г.	223
5.13. Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин и наблюдавшиеся на станциях MATE (PRN16), TUBI (PRN22). Пунктиром отмечен момент землетрясения 08.01.2006	224
5.14. Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне периодов 02-20 мин и наблюдавшиеся на станциях NOT1 (PRN06), LAMP (PRN06). Пунктиром отмечен момент землетрясения 08.01.2006	224
5.15. Траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях IRKM (а) и ULAZ (б) 27 августа 2008 г. в период 00:00-08:00 UT. Положение станций отмечено треугольниками, цифры у траекторий обозначают номера ИСЗ GPS. Звездочкой показан эпицентр Култукского землетрясения. На стереограмме показан механизм очага (URL: http://www.globalcmt.org)	227
5.16. Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазонах периодов 02-20 мин (слева) и 01-10 мин (справа), полученные для спутника GPS PRN31 на станции IRKM 26-28 августа 2008 г. в период 00:00-05:00 UT. Момент Култукского землетрясения 27.08.2008 отмечен пунктирной линией	229
5.17. То же, что на рисунке 5.16, но для станции ULAZ и спутника GPS PRN30	229
5.18. Геометрия измерений во время землетрясений в Байкальском регионе в 1999-2011 гг. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений. На стереограммах показан механизм очагов (URL: http://www.globalcmt.org). Положение станций GPS отмечено квадратами. Линиями показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях IRKM (черные), BAGD (серые), ULAB (пунктир) 16.07.2011 в период 17:00-21:00 UT	231
5.19. Вариации ПЭС во время землетрясений в Байкальском регионе в 1999-2011 гг. Моменты землетрясений отмечены пунктирными линиями	232
5.20. Геометрия измерений во время землетрясений в Японии 13-15 марта 2011г. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений. На стереограммах показан механизм очагов (URL: http://www.globalcmt.org). Положение станций GPS	

отмечено квадратами. Линиями показаны траектории ионосферных точек спутников GPS, наблюдавшихся на станциях TSKB (черные), DAEJ (серые), USUD (пунктир) 14.03.2011 в период 06:00-10:00 UT	234
5.21. Вариации ПЭС во время землетрясений в Японии 13-15 марта 2011г. Моменты землетрясений отмечены пунктирными линиями	234

Список таблиц

	Стр.
1.1. Параметры основных типов ионосферных возмущений	17
1.2. Сравнительные характеристики ГНСС	25
1.3. Составляющие погрешности навигационных определений	26
1.4. Определение текущего времени с помощью ГНСС-приемника Javad	31
2.1. Плотность сетей наземных станций GPS в различных регионах	49
2.2. Оценка объема данных, получаемых приемником в течение суток	52
2.3. Расстояния между измерительными пунктами	61
2.4. Технические характеристики приемников GPS/ГЛОНАСС	63
2.5. Результаты тестирования метода SADM-GPS	90
2.6. Результаты моделирования для оценки отношения $(dI/I)/(dNe/Ne)$	97
2.7. Широты, на которых спутники GPS, ГЛОНАСС поднимаются на угол θ_M над горизонтом	101
2.8. Максимальный угол места θ_1 на различных широтах для ГНСС GPS и ГЛОНАСС	102
2.9. Изменения набега фазы, группового пути и времени распространения сигнала для частот GPS, ГЛОНАСС при увеличении ПЭС на 1 ТЕСУ	108
3.1. Параметры КМ ПИВ, полученные в различных экспериментах	115
3.2. Параметры КМ ПИВ, полученные методом SADM-GPS 25 сентября 1998 г.	119
3.3. Параметры КМ ПИВ в различных секторах	132
3.4. Скорость и направление перемещения изолиний ПЭС	140
4.1. Тропические циклоны, действовавшие в северо-западной части Тихого океана в сентябре-ноябре 2005 г.	188
4.2. Станции вертикального зондирования и ионосферные параметры	190
5.1. Максимальная амплитуда A_{max} возмущений ПЭС и время ее регистрации UT_{max}	208
5.2. Сведения о землетрясениях 1999-2001 гг. и параметры отклика ПЭС	213
5.3. Сведения о землетрясениях у о. Суматра в 2012 г. и параметры отклика ПЭС	216

5.4. Сведения об "умеренных" землетрясениях и параметры отклика ПЭС	218
5.5. Характеристики афтершоков Култукского землетрясения (по данным сайта БФ ГС СО РАН, (URL: www.seis-bykl.ru)); К – энергетический класс, Ms – магнитуда по поверхностной волне Релея	227
5.6. Время наблюдения спутников GPS на станциях IRKM и ULAZ 27 августа 2008 г. ...	228
5.7. Сведения о землетрясениях в Байкальском регионе	231
5.8. Сведения о землетрясениях в Японии	233
5.9. Характеристики землетрясений различной интенсивности и амплитуда отклика ПЭС	236
5.10. Землетрясения, после которых наблюдались волновые возмущения в ионосфере	237

Приложение А. Преобразования координат

Преобразования геоцентрических координат [46, 48, 63].

Геоцентрические координаты точки:

$$\begin{aligned} x' &= r' \cdot \cos \phi \cdot \cos \ell & y' &= r' \cdot \cos \phi \cdot \sin \ell & z' &= r' \cdot \sin \phi \\ r' &= \sqrt{x'^2 + y'^2 + z'^2} & \operatorname{tg} \ell &= y' / x' & \sin \phi &= z' / r' \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

Связь геоцентрических и географических координат:

$$\begin{aligned} x' &= (R_E + h) \cdot \cos \phi \cdot \cos \ell & y' &= (R_E + h) \cdot \cos \phi \cdot \sin \ell \\ z' &= (R_E + h) \cdot \sin \phi & r' &= R_E + h \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

Связь геоцентрических (x', y', z') и геодезических (Φ, Λ, H) координат:

$$\begin{aligned} x' &= (\rho + H) \cdot \cos \Phi \cdot \cos \Lambda \\ y' &= (\rho + H) \cdot \cos \Phi \cdot \sin \Lambda \\ z' &= (\rho + H - e_{E1}^2 \rho) \cdot \sin \Phi \\ \operatorname{tg} \Phi &= \frac{z' + e_{E2}^2 b_E \sin^3 \beta}{\sqrt{x'^2 + y'^2} - e_{E1}^2 a_E \cos^3 \beta} \\ \operatorname{tg} \Lambda &= y' / x' \\ H &= \frac{\sqrt{x'^2 + y'^2}}{\cos \Phi} - \rho, \text{ где } \operatorname{tg} \beta = \frac{a_E z'}{b_E \sqrt{x'^2 + y'^2}} \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

$$\rho = a_E / (1 - e_{E1}^2 \sin \Phi) \quad e_{E1}^2 = (a_E^2 - b_E^2) / a_E^2 \quad e_{E2}^2 = (a_E^2 - b_E^2) / b_E^2$$

Связь геоцентрической (ГСК) и топоцентрической (ТСК) систем координат [46, 63].

Топоцентрические координаты точки:

$$\begin{aligned} x &= r \cdot \cos \theta \cdot \sin \alpha & y &= r \cdot \cos \theta \cdot \cos \alpha & z &= r \cdot \sin \theta \\ r &= \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} & \operatorname{tg} \alpha &= x / y & \sin \theta &= z / r \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

Геоцентрические координаты центра ТСК:

$$x'_B = R_E \cdot \cos \phi_B \cdot \cos \ell_B \quad y'_B = R_E \cdot \cos \phi_B \cdot \sin \ell_B \quad z'_B = R_E \cdot \sin \phi_B \quad (\text{A.5})$$

Переход из ГСК в ТСК:

$$\begin{aligned} x &= -(x - x'_B) \sin \ell_B + (y - y'_B) \cos \ell_B \\ y &= -(x - x'_B) \cos \ell_B \sin \phi_B - (y - y'_B) \sin \ell_B \sin \phi_B + (z - z'_B) \cos \phi_B \\ z &= (x - x'_B) \cos \ell_B \cos \phi_B + (y - y'_B) \sin \ell_B \cos \phi_B + (z - z'_B) \sin \phi_B \\ r &= \sqrt{(x - x'_B)^2 + (y - y'_B)^2 + (z - z'_B)^2} \quad \operatorname{tg} \alpha = x / y \quad \sin \theta = z / r \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

Переход из ТСК в ГСК:

$$\begin{aligned}
 x' &= -x \sin \ell_B - y \cos \ell_B \sin \phi_B + z \cos \ell_B \cos \phi_B + x'_B \\
 y' &= x \cos \ell_B - y \sin \ell_B \sin \phi_B + z \sin \ell_B \cos \phi_B + y'_B \\
 z' &= y \cos \phi_B + z \sin \phi_B + z'_B \\
 r' &= \sqrt{x'^2 + y'^2 + z'^2} \quad \operatorname{tg} \ell = y' / x' \quad \sin \phi = z' / r'
 \end{aligned} \tag{A.7}$$

Связь подвижной (ГСК) и неподвижных (ГСК_и ГСК_ω) геоцентрических систем координат [46, 47].

Связь подвижной ($Ox'y'z'$) и инерциальной ($Ox'_иy'_иz'_и$) геоцентрических систем координат:

$$\begin{aligned}
 x' &= x'_и \cos(\psi_0) - y'_и \sin(\psi_0) & x'_и &= x' \cos(\psi_0) - y' \sin(\psi_0) \\
 y' &= -x'_и \sin(\psi_0) + y'_и \cos(\psi_0) & y'_и &= x' \sin(\psi_0) + y' \cos(\psi_0) \\
 z' &= z'_и & z'_и &= z'
 \end{aligned} \tag{A.8}$$

при этом $\psi_0 = s_0 + \omega_E t(1 + v_0)$, где ω_E - угловая скорость вращения Земли; t – мировое время в секундах от 0 часов текущей даты; $v_0 = 0.00273909$ - константа; s_0 - среднее звездное время на 0 часов даты в некоторую эпоху. s_0 - угол в плоскости экватора, отсчитываемый от точки весеннего равноденствия против хода часовой стрелки до гринвичского меридиана. $s_0 = s_{00} + 0.985647348^\circ \cdot d + \omega_E t$, где s_{00} - среднее звездное время на 0 часов всемирного времени условной опорной даты (эпохи), берется из Астрономического Ежегодника; d – целое число суток от 0 часов всемирного времени принятой эпохи до 0 часов текущей даты. При орбитальных расчетах время обычно определяется от опорных моментов – "эпох". В настоящее время за начало эпохи принимают 1900 г., 1950 г. или 1975 г. [47].

Связь инерциальной (ГСК_и) и орбитальной (ГСК_ω) геоцентрических систем координат. [47].

Переход из ГСК_ω в ГСК_и:

$$\begin{aligned}
 x'_и &= x'_ω \cos \Omega_0 - y'_ω \cos i_0 \sin \Omega_0 + z'_ω \sin i_0 \sin \Omega_0 \\
 y'_и &= x'_ω \sin \Omega_0 + y'_ω \cos i_0 \cos \Omega_0 - z'_ω \sin i_0 \cos \Omega_0 \\
 z'_и &= y'_ω \sin i_0 + z'_ω \cos \Omega_0
 \end{aligned} \tag{A.9}$$

Переход из ГСК_и в ГСК_ω:

$$\begin{aligned}
 \dot{x}_\omega &= \dot{x}_i \cos \Omega_0 + \dot{y}_i \sin \Omega_0 \\
 \dot{y}_\omega &= -\dot{x}_i \sin \Omega_0 \cos i_0 + \dot{y}_i \cos i_0 \cos \Omega_0 + \dot{z}_i \sin i_0 \\
 \dot{z}_\omega &= \dot{x}_i \sin \Omega_0 \sin i_0 - \dot{y}_i \sin i_0 \cos \Omega_0 + \dot{z}_i \cos i_0
 \end{aligned} \tag{A.10}$$

где i_0 – наклонение орбиты ИСЗ; Ω_0 - долгота восходящего узла орбиты.