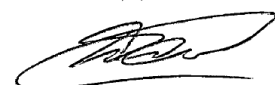


Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт солнечно-земной физики  
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи  
УДК 550.510.535



Хабитуев Денис Сергеевич

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЫ НАД ВОСТОЧНОЙ  
СИБИРЬЮ ПО ДАННЫМ ИРКУТСКОГО РАДАРА НЕКОГЕРЕНТНОГО  
РАССЕЯНИЯ И КАРТ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ

(25.00.29- «Физика атмосферы и гидросферы»)

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
к.ф-м.н. Б.Г.Шпынев

Иркутск – 2014

## СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
 <b>ГЛАВА 1. Обзор современного состояния исследований внешней ионосферы</b>	
1.1 Общая теория формирования внешней ионосферы.....	13
1.2 Масштабная высота внешней ионосферы.....	19
1.3 О вкладе диффузии и нейтрального ветра в величину масштабной высоты внешней ионосферы.....	28
1.4 Модели электронной концентрации и ионного состава внешней ионосферы.....	38
1.5 Место радаров НР в современных исследованиях ионосферы .....	48
1.6 Выводы.....	51
 <b>ГЛАВА 2. Модель внешней ионосферы и методика расчета высоты перехода <math>O^+ / H^+</math></b>	
2.1 Экспериментальные данные.....	52
2.2 Модель внешней ионосферы.....	56
2.3 Оценка точности метода ИРНР – GPS .....	62
2.4 Выводы.....	65
 <b>ГЛАВА 3. Вариации масштабной высоты внешней ионосферы и высоты перехода <math>O^+ / H^+</math> по данным ИРНР-GPS</b> .....	
3.1 Вариации масштабной высоты.....	67
3.2 Вариации высоты перехода $O^+ / H^+$ .....	74
3.3 Сравнение результатов с данными других моделей.....	80
3.4 Выводы.....	90

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**.....92

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**.....95

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования внешней ионосферы являются востребованными и важными как в фундаментальном плане, так и с практической точки зрения. В последние десятилетия происходит активное продвижение исследований в этой области по всему миру, ввиду возросших потребностей пилотируемой космонавтики, и необходимости контроля космической погоды, влияющей как на космические аппараты, так и на наземные средства коммуникации. Однако внешняя ионосфера является довольно сложным объектом для исследований с Земли, и единственными установками, позволяющими проводить комплексные измерения на нижних высотах внешней ионосферы, являются радары некогерентного рассеяния (НР). Эти установки являются дорогостоящими и уникальными по своим техническим характеристикам, и мировая сеть таких радаров насчитывает всего 11 инструментов. В России существует такая установка, это Иркутский радар НР (ИРНР), созданный в начале 90х годов на базе РЛС «Днепр», переданной по конверсии Институту Солнечно-Земной Физики (ИСЗФ) [5].

Регулярные исследования ионосферы на данном радаре стали проводиться в конце 90х годов, и до настоящего момента накоплена представительная база ионосферных данных. Стандартными параметрами, которые можно получать на ИРНР, являются: электронная концентрация  $n_e$ , электронная  $T_e$ , ионная  $T_i$  температура и скорость дрейфа плазмы  $V_d$ . Наибольшей надежностью обладают данные о профиле электронной концентрации.

Географическое положение делает ИРНР уникальным инструментом, т.к. мы имеем возможность получать данные о состоянии ионосферы в долготном секторе, не охваченном инструментальными наблюдениями других радаров такого типа. Большое количество накопленных экспериментальных данных, позволяет проводить комплексные исследования внешней ионосферы над нашим регионом, которые ранее были невозможны [5]. В связи с конструктивными особенностями, ИРНР обладает рядом недостатков и преимуществ, в сравнении с другими радаром НР. ИРНР способен излучать и принимать сигналы только с

одной линейной поляризацией, поэтому в профиле мощности принимаемого сигнала, вследствие эффекта Фарадея, возникают поляризационные минимумы – точки замирания сигнала, когда поляризация волны и антенны ортогональны [54]. Это накладывает дополнительные требования к методике восстановления профиля концентрации по данным радара. Однако, благодаря этим же особенностям, на ИРНР можно однозначно определять дополнительный параметр: полное электронное содержание до высоты каждого поляризационного минимума.

Одними из ключевых параметров, которые описывают состояние внешней ионосферы, являются, масштабная высота и высота перехода  $O^+/H^+$ .

Термин «масштабная высота» является переводом устоявшегося англоязычного термина Scale Height. В русскоязычной литературе для этого параметра используется несколько аналогов. В классических учебниках по физике ионосферы эту величину называют либо «масштабная высота», либо «шкала высот» [1, 3]. В данной диссертационной работе мы будем придерживаться обозначения *масштабная высота*, т.к. оно более точно отражает физический смысл. Этот параметр был введен в физику ионосферы по аналогии с нейтральной атмосферой, где его еще называют высотой однородной атмосферы [8], и для ионосферы это высота, на которой концентрация электронов падает в  $e$  раз. Поскольку в атмосфере с хорошей точностью выполняется барометрический закон изменения плотности с высотой, а концентрация электронов во внешней ионосфере пропорциональна плотности нейтральных частиц, то в физике ионосферы масштабная высота описывает форму профиля электронной концентрации, т.е. экспоненциальную степень его падения.

На высотах внешней ионосферы, плазма состоит в основном из 3 сортов ионов:  $O^+$ ,  $H^+$  и  $He^+$  [7, 8]. Причем на разных высотах преобладают различные компоненты. В нижней части внешней ионосферы плазма состоит преимущественно из ионов  $O^+$ , а выше происходит смена преобладающей компоненты на более легкие ионы  $H^+$  и  $He^+$ . При этом основным легким ионом является ион водорода, а относительный вклад ионов гелия в большинстве

случаев не превышает 10% [3]. Высота, на которой концентрация тяжелых ионов  $O^+$  равна суммарной концентрации  $H^+$  и  $He^+$  называется *высотой перехода  $O^+/H^+$*  (ВП). Также справедливо утверждение, что высота перехода является границей раздела двух сред – ионосферы и плазмосферы.

Несмотря на длительный период ионосферных исследований, на сегодняшний день, высота перехода  $O^+/H^+$  является мало исследованной величиной. Это связано с тем, что для измерений со спутников ионы  $O^+$ ,  $H^+$  не обладают спектральными линиями, по которым их можно было бы диагностировать в микроволновом диапазоне, как это реализовано для молекулярных соединений в нижележащей нейтральной атмосфере. Для наземной диагностики с помощью радаров НР измерения на типичных высотах области перехода (600-1500км) также проблематичны. Потенциал большинства радаров НР не позволяет проводить прямые спектральные измерения ВП на таких высотах. Прямые измерения, полученные зондами со спутников, дают очень мало информации, только вдоль их орбиты, и имеют очень низкие разрешения по времени и высоте, для конкретного региона.

Поэтому вся накопленная экспериментальная информация с середины прошлого века и до настоящего времени, касающаяся абсолютных значений и динамики высоты перехода  $O^+/H^+$  является очень незначительной, по сравнению с другими, более детально исследованными, ионосферными параметрами. В связи с этим, любая полученная информация о высоте  $O^+/H^+$  является уникальной и востребованной. В связи с этим, **актуальность данной диссертационной работы** заключается в том, что мы предлагаем оригинальный способ получения данных о высоте перехода  $O^+/H^+$  для региона восточной Сибири, который основан на объединении уникальных данных поляризационных измерений ИРНР и карт полного электронного содержания (ПЭС), полученных по данным сети приемников системы GPS.

Если масштабную высоту можно получать на ИРНР из прямых измерений электронной концентрации, ионной и электронной температур, то регулярные измерения высоты перехода  $O^+/H^+$  на ИРНР недоступны в стандартной методике

обработки из-за недостаточного потенциала радара на высотах более 700км. В связи с этим, чтобы улучшить диагностические возможности ИРНР, **основной целью данной диссертационной работы является разработка методики определения высоты перехода  $O^+/H^+$**  путем объединения данных ИРНР с данными полного электронного содержания, либо с данными прямых измерений ПЭС в Иркутске, которые стали доступны с 2011 года.

Для объединения данных ИРНР и ПЭС GPS требуется модель внешней ионосферы, которая включала бы условие многокомпонентности ионосферной плазмы. **В рамках диссертационной работы была разработана такая модель,** и она была адаптирована для совместного использования данных ИРНР и данных ПЭС. В качестве данных ПЭС в данной работе будут использоваться модельные данные карт в формате IONEX. Использование карт ПЭС связано с отсутствием данных приемников GPS в нашем регионе для исследуемого временного интервала данных ИРНР 1998-2005гг. Карты полного электронного содержания общедоступны и позволяют получить информацию о ПЭС в любой точке земного шара. В данной работе мы использовали карты ПЭС составленные в Европейском центре определения орбит CODE в г.Берн, (Center for Orbit Determination in Europe) [56].

Основная идея разработанной методики совместной обработки данных ИРНР и карт ПЭС состоит в учете разницы электронного содержания в ионосфере, рассчитанного, используя данные ИРНР по поляризационным замираниям сигнала, профиля концентрации ИРНР, и полного электронного содержания до высоты орбиты спутников GPS (~20000км).

Апробация предложенной модели внешней ионосферы, методики расчета масштабной высоты и высоты перехода  $O^+/H^+$  была проведена на базе данных ИРНР с 1998 по 2005 гг. По результатам расчетов было проведено исследование суточной и сезонной динамики высоты перехода и масштабной высоты, в зависимости от уровня солнечной и геомагнитной активности. **Одним из важных результатов работы является получение типичных характеристик высоты**

## перехода и масштабной высоты в зависимости от уровня солнечной и геомагнитной активности для региона Восточной Сибири.

После проведения расчетов по новой методике, довольно остро встал вопрос о верификации полученных данных. Данные о динамике масштабной высоты внешней ионосферы для нашего региона сравнивались с данными среднеширотного радара Миллстон Хилл (США)[39]. Сравнение показало хорошее качественное и количественное согласие.

Что же касается верификации результатов полученной высоты перехода  $O^+/H^+$ , то здесь предсказуемо возникли большие трудности, поскольку прямые измерения этой величины в произвольном случае невозможны. Для нашего региона такие измерения ранее не проводились, и калибровать результаты методики ИРНР – GPS было практически нечем. Единственной возможностью была попытка сравнить данные, полученные по методике ИРНР – GPS, с данными прямых спектральных измерений ИРНР, которые доступны только до высоты 700км. Это сравнение было проведено и показало приемлемое соответствие новой методики и эксперимента в те моменты, когда высота перехода  $O^+/H^+$  опускалась ниже 700км.

Надежными данными о высоте перехода являются данные радара НР в Аресибо (Пуэрто Рико) [24,25], который, однако, находится в низких широтах. Хотя широты радаров в Аресибо и Иркутске различаются, результаты измерений двух радаров удовлетворительно согласуются как по динамике высоты перехода, так и по абсолютным значениям этой величины.

Основная часть сравнительного анализа была посвящена сравнению с существующими на сегодняшний день полуэмпирическими моделями ионного состава, теоретическими моделями внешней ионосферы, а также с данными моделирования, основанными на экспериментах внешнего зондирования. Перечисленные модели имеют различную степень согласия между собой. Результаты сравнения этих моделей с данными ИРНР-GPS показывают, что наши данные лучше согласуются с полуэмпирическими моделями, и имеют меньшее согласие с теоретическими моделями. Причины этого отличия остаются

открытым вопросом. Проведенное сравнение с данными других исследований и согласие данных ИРНР-GPS с другими эмпирическими моделями является критерием достоверности наших результатов.

### Научная новизна

1. Уникальные конструктивные особенности Иркутского радара ИР были использованы для реализации совершенно нового типа измерений, который реализован только на ИРНР и дает недоступную ранее информацию о параметрах внешней ионосферы.
2. Разработана модель внешней ионосферы, учитывающая изменение масштабной высоты электронной концентрации при переходе от ионосферы к плазмосфере, в которой для описания ионного состава вблизи высоты перехода  $O^+/H^+$  используется масштабная высота переходной области.
3. На основе данной модели разработана методика определения высоты перехода  $O^+/H^+$ , использующая данные поляризационных замираний, масштабной высоты внешней ионосферы Иркутского радара ИР и данные карт ПЭС GPS.
4. Впервые для Восточной Сибири получены данные о динамике высоты перехода  $O^+/H^+$  и исследованы вариации этого параметра в разных солнечных и геомагнитных условиях.

Структурно диссертационная работа состоит из введения, трех глав, заключения и списка литературы из 80 наименований. Работа включает 2 таблицы и 35 рисунков.

**Введение.** Настоящий раздел. Здесь изложены цели, основные задачи работы, актуальность и степень разработанности темы исследования, научная новизна, практическая значимость, основные результаты, выносимые на защиту. Дается краткое содержание глав.

**Глава 1.** В главе рассмотрена общая теория формирования внешней ионосферы, ее состав и распределение основных компонент. Дан обзор современного состояния исследований высоты перехода  $O^+/H^+$  и масштабной высоты внешней ионосферы. Дано краткое описание мировой сети радаров ИР.

**Глава 2.** Подробно описана разработанная модель внешней ионосферы и ее применение для объединения данных ИР с данными карт ПЭС GPS. Изложена методика получения высоты перехода  $O^+/H^+$ .

**Глава 3.** Рассматриваются результаты расчетов параметров внешней ионосферы, проведенных на основе экспериментальных данных ИР и данных карт ПЭС GPS, полученных в условиях разной солнечной и геомагнитной активности. Исследуется динамика масштабной высоты и высоты перехода внешней ионосферы  $O^+/H^+$ . Проведено сравнение с данными различных моделей, данными радара Миллстон-Хилл и данными внешнего зондирования.

**Заключение.** Сформулированы основные выводы и результаты диссертационной работы.

### **Апробация работы**

Результаты данной диссертационной работы докладывались и обсуждались на семинаре отдела физики околоземного космического пространства ИСЗФ СО РАН и докладывались на следующих научных конференциях: на Байкальской школе фундаментальной физики (БШФФ) 2009, 2011, 2013 гг.; на симпозиуме Progress In Electromagnetics Research Symposium in Moscow 2012 (PIERS 2012); на XIX Международном симпозиуме «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» 2013; на конференции International School-Conference “Remote Radio Sounding of the Ionosphere (ION-2013); на 11й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса 2013». По основным результатам работы опубликовано 8 работ. 5 из

которых - в сборниках трудов конференций, 3 – журнальные статьи, 2 из которых в изданиях входящих в рекомендованный для публикаций перечень ВАК. Модель и методика расчета прошли рецензирование в журнале JASTP.

### **Личный вклад автора**

Автор принимал непосредственное участие в разработке модели и методики расчетов, в подготовке публикаций совместно с научным руководителем Шпыневым Б.Г. Автор является разработчиком программного модуля расчета параметров внешней ионосферы, включенного в состав комплекса вторичной обработки данных ИРНР. Автор является непосредственным участником работ по тестированию разработанной модели на данных полуэмпирических моделей, справочной модели IRI (International Reference Ionosphere), теоретической модели А.В. Тащилина и данных программы FORMOSAT-3/COSMIC.

### **Основные положения выносимые на защиту**

1. Разработан метод определения высоты перехода  $O^+/H^+$  в ионосфере Восточно-Сибирского региона, использующий данные Иркутского радара ИР, данные карт ПЭС GPS и модель внешней ионосферы, учитывающую структуру области перехода через масштабную высоту переходной области.
2. Выявлено, что типичные значения масштабной высоты составляют около 100км днем и 150км ночью при низкой солнечной активности, и увеличиваются, в среднем, на 50км во время высокой солнечной активности. При возмущенной геомагнитной обстановке вариации масштабной высоты зависят от направления и величины потока плазмы вдоль геомагнитного поля, вызывая спорадические возмущения.
3. Показано, что для Восточно-Сибирского региона, значения высоты перехода  $O^+/H^+$ , в среднем, составляют 600-900км ночью и 900-1200км днем, причем динамика высоты перехода определяется динамикой ионов

атомарного кислорода днем, и потоком ионов водорода из плазмосферы ночью. В возмущенных условиях и при высокой солнечной активности высота перехода, как правило, увеличивается, а при низкой солнечной активности уменьшается.

## ГЛАВА 1

### ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЫ

#### 1.1 Общая теория формирования внешней ионосферы

Внешняя ионосфера является сложной динамической структурой, в которой происходит переход от ионосферы, состоящей в основном из ионов кислорода  $O^+$ , к плазмосфере, состоящей преимущественно из ионов водорода и гелия  $H^+$ ,  $He^+$ , захваченных гравитационным и магнитным полями Земли. В течение последних десятилетий значительно выросли возможности исследований околоземного космического пространства с помощью спутников, однако, электронная концентрация и особенно ионный состав на высотах выше максимума ионизации остаются мало исследованными.

Причиной этому является отсутствие у атомарных газов характерных спектральных линий, по которым можно было бы проводить их дистанционную диагностику в микроволновом диапазоне, как это осуществляется при диагностике молекулярных соединений в нижней атмосфере. Поэтому исследование внешней ионосферы проводится в основном прямыми методами, т.е. датчиками на низкоорбитальных спутниках, либо косвенно, по концентрации ионов, для измерения которой используются радиофизические методы зондирования.

До запуска спутников, оборудованных плазменными зондами, бортовыми ионосферными станциями и до создания радаров некогерентного рассеяния (НР) экспериментальная информация о параметрах внешней ионосферы была недоступна. Первые результаты измерений параметров внешней ионосферы по данным искусственных спутников земли (ИСЗ) относятся к 1958г [2]. Более подробные данные о структуре и динамике внешней ионосферы были получены в 1962-1969 гг. с помощью ионозонда на спутнике «Алуэт-1», что позволило непосредственно обнаружить и исследовать такие крупномасштабные структуры, как главный ионосферный провал, авроральные гребни ионизации и свойства

экваториальной аномалии выше F2-слоя [4]. Последующие запуски ИСЗ серий «Алуэт», «Эксплорер», «ОГО» и «ИСИС» стали основой обширных программ исследования внешней ионосферы с участием СССР и США, а позже и стран западной Европы, Австралии, Китая и Индии. Успешные запуски советских ионозондов на ИСЗ "Интеркосмос-19" и "Космос-1809" внесли существенный вклад в развитие исследований внешней ионосферы.

После 1985г. программы запуска спутников с ионозондами внешнего зондирования были свернуты. Современная группировка исследовательских ИСЗ на высотах внешней ионосферы невелика, (в основном это спутники американских программ DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) [20] и CINDI (Coupled Ion-Neutral Dynamics Investigation) [74]. Временное и пространственное разрешение этих измерений позволяет исследовать только распределение температуры, газового и ионного состава вдоль их орбиты, не позволяя получать информацию о высотном распределении измеряемых параметров.

Значительный прогресс в исследовании внешней ионосферы был связан с развитием мировой сети радаров некогерентного рассеяния (НР) [3], с помощью которых стало возможным наблюдать временные вариации ионного состава, температуры, а также потоков плазмы в области высот 100 - 1000км. Данные некогерентного рассеяния использовались также для расчета производных параметров верхней атмосферы, таких как скорость диффузии ионов, скорости термосферного ветра, напряженность поперечного электрического поля в ионосфере, температура нейтральной атмосферы и ряд других величин.

В настоящее время в мире работают всего 11 радаров НР [80], и лишь единицы из них способны вести измерения на высотах выше 1000км. Таким образом, несмотря на длительный период исследования внешней ионосферы, существует определенный дефицит экспериментального материала при исследовании этой области.

Под внешней ионосферой мы будем традиционно понимать область выше максимума концентрации слоя  $F2$  ( $NmF2$ ) до высоты 1000-2000км. В этой

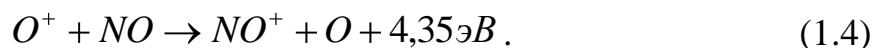
области можно считать, что ионосфера состоит из 3х сортов ионов:  $O^+$ ,  $H^+$  и  $He^+$  [7]. Распределение каждой компоненты имеет свой высотный профиль. В нижней части внешней ионосферы, т.е. в окрестностях максимума слоя  $F2$ , доминирующей компонентой являются ионы кислорода. Основным источником ионизации в этом интервале высот служит коротковолновое излучение Солнца. Вследствие фотоионизации атомарного кислорода, который является основной нейтральной компонентой на высотах 200-600км [3,8], в результате следующей реакции образуются ионы кислорода:



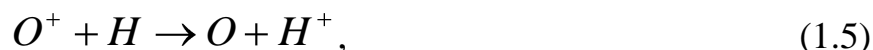
Рекомбинируют ионы  $O^+$  в основном при взаимодействии с молекулярным кислородом и азотом, в результате чего образуются молекулярные ионы, которые потом быстро исчезают в результате диссоциативной рекомбинации [7]:



Несмотря на тот факт, что коэффициент скорости реакции с молекулярным кислородом  $k(O^+, O_2)$  на порядок больше, чем  $k(O^+, N_2)$ , доминирующей реакцией является (1.3), т.к. концентрация  $N_2$  более чем на порядок выше, чем концентрация  $O_2$ . Следует также отметить зависимость скоростей реакций от температур ионов и нейтралов. Несущественную роль в исчезновении  $O^+$  играет реакция:



Основным источником образования и потерь ионов водорода во внешней ионосфере является быстро протекающая реакция резонансной перезарядки [7]:



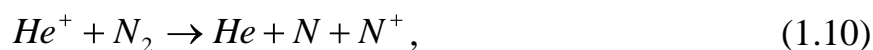
Потенциалы прямой (1.5) и обратной реакции (1.6) очень близки и зависят от температур ионов и нейтралов [3]:

$$k_{np} = 4,3 \cdot 10^{-11} \sqrt{T_n + T(O^+)/16}, \quad (1.7)$$

$$k_{обр} = 3,8 \cdot 10^{-11} \sqrt{T(H^+) + T_n / 16}, \quad (1.8)$$

где  $T_n$  – температура нейтралов. Прямая фотоионизация водорода солнечной радиацией на длине волны  $\lambda < 90\text{нм}$  играет незначительную роль в образовании  $H^+$ , и ее можно не учитывать на рассматриваемых высотах. Реакция резонансной перезарядки очень важна, она отвечает за образование протоносферы [75]. Ионы  $H^+$  начинают преобладать над ионами кислорода начиная с некоторой высоты. В классической литературе [3,6,8,9], используется подход, который предполагает в окрестности этой области, в небольшом интервале высот, считать плазму двухкомпонентной, состоящей из  $O^+$  и  $H^+$ . Ниже и выше этой области перехода, плазму рассматривают как однокомпонентную, состоящую из ионов атомарного кислорода и атомарного водорода соответственно. Считается, что высота перехода  $h_T$  может составлять от 600км до 2000км в зависимости от широты, времени суток, сезона года, а также солнечной и геомагнитной активности. Ионы гелия считаются примесными, и их концентрация обычно не превышает 10%, за исключением небольшой области вблизи  $h_T$ , где во время высокой солнечной активности может образовываться слой с высокой концентрацией [27]. Концентрация ионов гелия также сильно зависит от широты и увеличивается в полярных областях [7].

Ионы гелия образуются в результате фотоионизации на длине волны  $\lambda < 50\text{нм}$ , и рекомбинируют в результате следующих реакций [7]:



Выше  $N_m F2$  в процессах распределения заряженных частиц над фотохимическим распределением начинает преобладать амбиполярная диффузия, т.е. происходит разделение в распределении компонент ионосферной плазмы. Амбиполярная диффузия подразумевает, что ионы и электроны, вследствие квазинейтральности, диффундируют вместе. Описание распределения всех

ионных компонент во внешней ионосфере сопряжено с определенными трудностями. Чтобы описать движение ионов, используют уравнение непрерывности. В общем виде оно имеет вид[3]:

$$\frac{dn_i}{dt} = Q_i - R_i - \text{div}G, \quad (1.12)$$

где  $n$  – концентрация ионов,  $Q_i$  – ионообразование всех компонент,  $R_i$  – рекомбинация всех компонент,  $G$  – полный поток ионов. Во внешней ионосфере плазма полностью замагничена, т.е. процессы переноса происходят только вдоль геомагнитных трубок. На высотах до 1000км для средних широт, можно считать, что силовые линии магнитного поля Земли направлены вертикально. Тогда член движения в уравнении (1.12) запишется в виде  $\frac{dG}{dh}$ . Если рассматривать

однокомпонентную плазму, состоящую из  $O^+$  (что близко к реальности в нижней части внешней ионосферы), то уравнение непрерывности можно переписать в следующем виде[3]:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_a \sin^2 I \left( \frac{\partial n_i}{\partial z} + \frac{n_i}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{n_i}{H_p} \right) - wn_i \right] - \beta n_i + q. \quad (1.13)$$

Здесь введены следующие обозначения:  $Q_i = q$  – скорость ионизации  $O^+$  в реакции (1.1),  $L_i = \beta n_i$  – линейный коэффициент потерь  $O^+$  в реакциях (1.5-1.6),  $w = V + V_{\perp}$  – суммарная скорость вертикального переноса ионов за счет ветрового

увлечения и электромагнитного дрейфа,  $D_a = \frac{kT_p}{m_i v_{in}}$  – коэффициент

амбиполярной диффузии,  $H_p = \frac{kT_p}{m_i g}$  – плазменная масштабная высота.

Граничные условия для этого уравнения выбираются из следующих соображений. На нижней границе можно считать, что плазма находится в условии фотохимического равновесия, т.е. отсутствует дивергенция потока, и уравнение (1.13) сведется к простому уравнению баланса ионообразования и потерь:

$$\frac{dn_i}{dt} = q - \beta n_i. \quad (1.14)$$

Верхние граничные условия задаются сложнее, т.к. верхней границей является область перехода от  $O^+$  к  $H^+$ , и эта граница не является «жесткой». Ионы кислорода свободно проникают через эту границу. Существует два способа решения этой проблемы. Если рассматривать совместно с  $F2$  область всю плазмосферу и сопряженную ионосферу, и проводить интегрирование уравнений, учитывая кривизну и расходимость силовых линий магнитного поля Земли, то роль верхней границы будет играть нижняя граница в сопряженной ионосфере. Либо, для задания верхних граничных условий можно использовать экспериментальные данные о концентрации ионов  $O^+$  или об их потоке. Поток ионов в верхней части области  $F2$  обычно направлен в дневное время вверх, а в ночное время вниз.

Если считать, что концентрация не изменяется со временем  $\partial n_i / \partial t = 0$ , т.е. рассматривать стационарный случай в отсутствие ветрового увлечения ( $w=0$ ), то поток на верхней границе будет равен 0 [3]:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ D_a \sin^2 I \left( \frac{\partial n_i}{\partial z} + \frac{n_i}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{n_i}{H_p} \right) \right] = 0. \quad (1.15)$$

Это условие эквивалентно диффузионно-равновесному распределению концентрации ионов вблизи верхней границы [9]. Однако такое условие почти никогда не выполняется в реальной ионосфере, т.к. состояние плазмы очень редко можно считать стационарным, не изменяющимся со временем, а также почти всегда присутствует ветровое увлечение. При  $w \neq 0$ , поток  $wn_i$  складывается с диффузионным потоком, т.е. может замедлять или ускорять плазму, причем, если  $w$  меняется с высотой или даже меняет знак, тогда замедление и ускорение диффузии происходит на разных высотных диапазонах, что приводит к деформации высотного профиля концентрации. Такая деформация вносит существенное изменение в масштабную высоту внешней ионосферы и особенно сильно проявляется в периоды солнцестояния, когда существует значительное

перетекание плазмы между сопряженными ионосферами, а также сильный температурный градиент между экваториальными и полярными областями, создающий значительный меридиональный нейтральный ветер [46, 47, 59]. Отсюда следует, что формирование внешней ионосферы и ее связь с плазмосферой является комплексным процессом, зависящим от целого ряда физических механизмов, формирующих структуру ионосферы.

## 1.2 Масштабная высота внешней ионосферы

Одним из важнейших параметров для исследования и моделирования внешней ионосферы и плазмосферы является масштабная высота, которая характеризует степень экспоненциального уменьшения концентрации электронов с высотой. В последние десятилетия были проведены многочисленные статистические исследования вариаций масштабной высоты на основе обширного материала, полученного на радарх НР начиная с 70х годов прошлого века [35, 36, 37, 38, 39, 40, 41]. Особенный интерес к этим работам был вызван развитием справочной модели ионосферы IRI (International Reference Ionosphere) [16, 17].

Масштабная высота характеризует форму профиля электронной (ионной) концентрации выше основного максимума концентрации  $N_m F2$ , и зависит от ионной и электронной температуры. Различают плазменную масштабную высоту и эффективную масштабную высоту, которая зависит также от градиента температуры и эффектов увлечения плазмы нейтральным ветром. По определению, плазменная масштабная высота задается выражением [3]:

$$H_p = \frac{kT_p}{m_i g}, \quad (1.16)$$

где  $k$ - постоянная Больцмана,  $T_p = T_i + T_e$  – плазменная температура,  $m_i$  – масса ионов (масса электронов не учитывается),  $g$  – ускорение свободного падения. Многочисленные эксперименты показывают, что в таком виде масштабная высота

является чисто теоретической величиной и практически никогда не соответствует реальному профилю внешней ионосферы. Из формулы (1.16) видно, что плазменная масштабная высота напрямую зависит только от изменения  $T_p$ , и не отражает другие динамические факторы, о которых будет сказано ниже. На сегодняшний день существует несколько способов расчета масштабной высоты.

В работе [34] для описания профиля ионной концентрации, полученного по данным внешнего зондирования со спутников Алуэтт и ИСИС, предлагается использовать вертикальную масштабную высоту ( $VSH$  – Vertical Scale Height). Для расчета  $VSH$  используется область в нижней части внешней ионосферы (вблизи максимума  $N_m F2$ ). Вертикальная масштабная высота определяет, - на каком высотном интервале концентрация падает в  $e = 2.71$  раз, и ее можно определить как  $-\frac{dh}{d(\ln(n_e))}$ . Считается, что в этом диапазоне высот плазма

является однокомпонентной и состоит только из ионов  $O^+$ . Такой способ определения масштабной высоты имеет много преимуществ, т.к. вычисляется непосредственно по значениям реального профиля электронной концентрации. Основным недостатком такого метода является то, что при этом подходе масштабная высота  $VSH$  является постоянной величиной во всем диапазоне высот, хотя в реальности она должна изменяться с высотой в связи с изменением ионного состава, изменением ионной и электронной температур, а также под влиянием нейтрального ветра. Наибольший вклад в изменение  $VSH$  с высотой, вносит изменение ионного состава внешней ионосферы. На высоте  $h_m F2$  (высота максимума слоя  $F2$ ) плазма состоит в основном из ионов  $O^+$ , однако затем происходит смена преобладающей компоненты на легкие ионы  $H^+$  и  $He^+$  (~800км), и как следствие, масштабная высота увеличивается в несколько раз.

Масштабная высота является ключевым параметром при моделировании внешней ионосферы. На сегодняшний день существует несколько способов аппроксимации профиля концентрации внешней ионосферы. В работах [32, 61] предложены и подробно описаны 3 формулы для аппроксимации профиля

электронной концентрации внешней ионосферы. В общем виде для вычисления концентрации можно использовать следующие формулы:

1. Функция квадрата секанса:

$$n = N_m \sec h^2 \left( \frac{h - h_m}{2H} \right), \quad (1.17)$$

2. Функция простого слоя Чепмена:

$$n = N_m \exp \left\{ 1 - \frac{h - h_m}{H} - \exp \left( - \frac{h - h_m}{H} \right) \right\}, \quad (1.18)$$

3. Экспоненциальная функция:

$$n = N_m \exp \left( - \frac{h - h_m}{H} \right), \quad (1.19)$$

где во всех 3х формулах  $N_m$ ,  $h_m$  и  $H$  – концентрация в максимуме, высота максимума и масштабная высота соответственно. Все эти функции можно применять для аппроксимации профиля концентрации, однако на практике, обычно используют простой слой Чепмена (1.18).

При реальном моделировании, как отмечалось выше, необходимо учитывать тот факт, что масштабная высота изменяется с высотой. В первом приближении можно считать, что масштабная высота в диапазоне высот от максимума  $h_m F2$  и до высоты перехода  $O^+ / H^+$  постоянна, а выше – изменяется (увеличивается) на некоторый коэффициент. В работе [15] проведено моделирование профилей концентрации каждым из предложенных методов. Плазма считается двухкомпонентной с разными масштабными высотами на различных высотах, которые различаются в 16 раз ( $H_{H^+} = 16H_{O^+}$ ). На рис.1.1 приведены расчеты для каждого из 3-х способов аппроксимации профиля электронной концентрации внешней ионосферы.

Как видно из формул (1.17-1.19) входными параметрами при построении профиля концентрации электронов во внешней ионосфере являются 3 параметра:  $N_m$ ,  $h_m$  и  $H$ . Два первых можно однозначно определить по данным зондирования, поэтому важную роль для реконструкции профиля играет масштабная высота  $H$ .

На рис.1.2 показана зависимость формы восстановленного Чепменовского слоя от выбора масштабной высоты.

Наиболее реалистичным, и применяемым сегодня, является метод аппроксимации с помощью простого слоя Чепмена (зеленая линия на рис.1.1). В работах [22,23,24,41] подробно исследовано применение этого метода по данным радаров некогерентного рассеяния Миллстон Хилл и Аресибо. Авторы предлагают для более точной аппроксимации использовать в формуле (1.18), дополнительный коэффициент  $f$  (фактор формы) который «регулирует» аппроксимированный профиль:

$$n = N_m \exp\left\{f\left[1 - \frac{h - h_m}{H} - \exp\left(-\frac{h - h_m}{H}\right)\right]\right\}. \quad (1.20)$$

В работе [15] проведены оценки этого параметра, исследована его суточная и

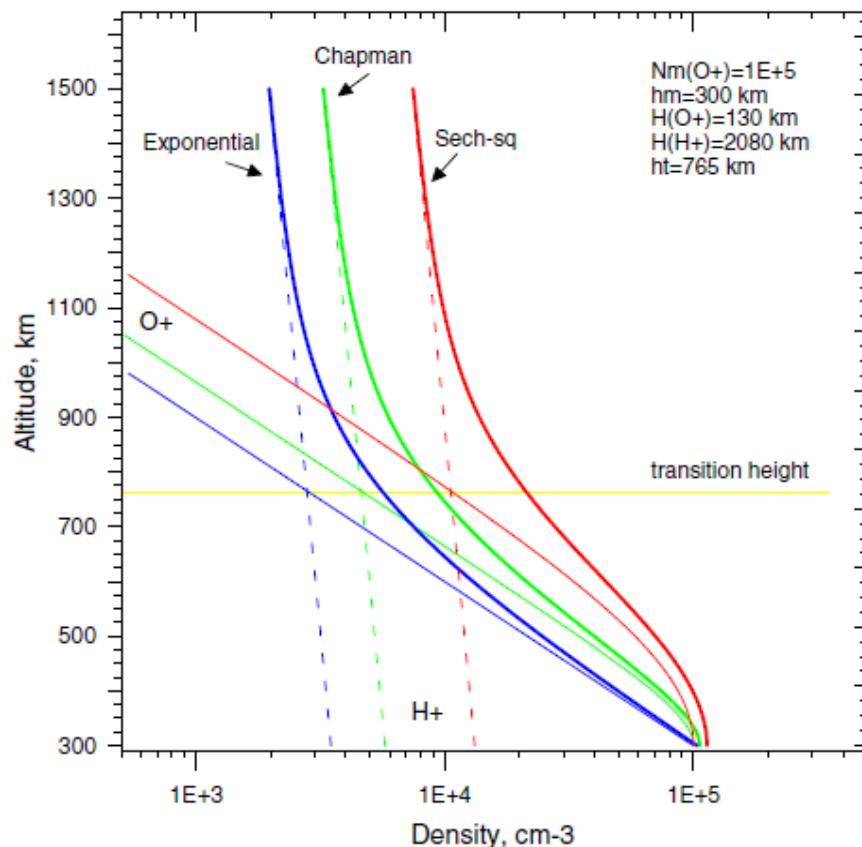


Рис.1.1. Изменение формы профиля концентрации внешней ионосферы в зависимости от способа аппроксимации [32].

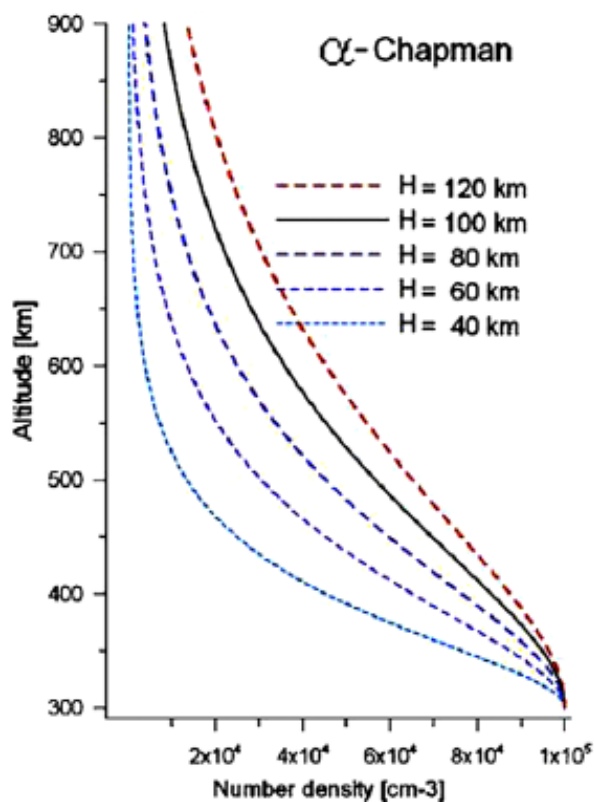


Рис.1.2 Влияние значений масштабной высоты на форму профиля внешней ионосферы [15].

сезонная изменчивость. Авторы утверждают, что наиболее реалистичный профиль получается при  $f = 0.5$ .

Масштабная высота, которая определяется из аппроксимации реального профиля концентрации Чепменовским слоем, носит название эффективной масштабной высоты и обозначается  $H_m$  [51] (либо в других источниках источниках -  $H_{eff}$ ). Ее отличие от вертикальной масштабной высоты  $VSH$ , в том что она определяется по вписанному слою Чепмена, а не по степени экспоненциального уменьшения электронной концентрации во внешней ионосфере.

В работе [37] проведено исследование поведения и динамики масштабных высот, получаемых различными способами:  $H_p$  – плазменной масштабной высоты,  $VSH$  – вертикальной масштабной высоты и  $H_m$  – эффективной масштабной высоты. Во внешней ионосфере одним из основных процессов, от которого

зависит профиль электронной концентрации, являются процессы диффузионного переноса. Если учитывать только вертикальный перенос, т.е. считать ионосферу горизонтально стратифицированной, то для связи  $VSH$  и  $H_p$  можно записать выражение [37]:

$$\frac{1}{VSH} = -\frac{1}{n_e} \frac{dn_e}{dh} = \frac{1}{H_p} + \frac{m_i v_{in} W_D}{kT_p} + \frac{dT_p / dh}{T_p}, \quad (1.21)$$

где  $v_{in}$  - частота столкновения ионов с нейтралами,  $W_D$  - вертикальная скорость диффузии ионов. Как видно из уравнения (1.21), имеется несколько факторов, которые влияют на отклонение  $VSH$  от  $H_p$ . Если считать, что  $W_D=0$ , и отсутствует градиент ионной и электронной температур ( $T_p = T_i + T_e$ ), то  $VSH=H_p$ . В [37] дано соотношение  $VSH=0,9 H_p$  для дня, и  $VSH=1.3 H_p$  для ночи. Как видно из уравнения (1.21), при прочих равных условиях, с увеличением температурных градиентов (последний член), значение  $VSH$  уменьшается. Температурные профили во внешней ионосфере сильно зависят от времени суток, в дневные часы градиенты электронной и ионной температуры максимальны, это приводит к уменьшению  $VSH$ . Значительное влияние на форму профиля электронной концентрации, также, оказывают процессы переноса, которые являются доминирующими на высотах внешней ионосферы. Второй член в (1.21) учитывает вертикальную скорость диффузии, которая в свою очередь определяется параметрами нейтрального ветра.

Также в работе [37] приводится формула связи  $VSH$  и  $H_m$ :

$$\begin{cases} \frac{1}{VSH} = \frac{f}{H_m} (1 - e^{-z}) \\ z = \frac{h - h_m F^2}{H_m} \end{cases}, \quad (1.22)$$

где,  $f$  - фактор формы (shape factor). Авторы отмечают зависимость  $VSH$  от высоты, уровня солнечной активности и химического состава ионосферы. Дано следующее типичное соотношение величин:  $VSH=3.2 H_m$  днем и  $VSH=2.7 H_m$  ночью.

Моделирование профиля внешней ионосферы с помощью описанных 3-х функций, не всегда приводит к удовлетворительным результатам. В частности, постоянную эффективную масштабную высоту  $H_m$ , допустимо использовать только на высотах нижней части внешней ионосферы, до высот выше  $h_m F2$  на  $\sim 200$  км [52]. Для описания профиля концентрации на всем диапазоне высот используют переменный слой Чепмена (*VC- Vary Chapman*), в котором учитывается изменение масштабной высоты с высотой [45]. Для концентрации в таком случае используют выражение:

$$n_{VC}(h) = N_m \left( \frac{H_m}{H(h)} \right)^{1/2} \exp \frac{1}{2} \{1 - y(h) - \exp[-y(h)]\};$$

$$y(h) = \int_{h_m}^h \frac{dh}{H(h)}$$
(1.23)

Здесь  $H_m$  - масштабная высота вблизи максимума  $h_m F2$ . Она вычисляется так же, как в случае простого слоя Чепмена, а затем подставляется в формулу (1.23).  $H(h)$  – гиперболическая тангенциальная функция от высоты, для нее, согласно [45] можно записать:

$$H(h) = H + \frac{H_m - H_T}{\tanh(\beta)} \tanh \left( \beta \frac{h - h_T}{h_m - h_T} \right).$$
(1.24)

Как видно из формулы (1.24) для вычисления  $H(h)$  необходимо «знать» высоту максимума  $F2$  слоя ( $h_m$ ) и высоту перехода  $O^+ / H^+$ , т.е. ( $h_T$ ), а также значения соответствующих масштабных высот  $H_m$  и  $H_T$ . Авторы работы [51] отмечают зависимость  $H(h)$  от времени дня и сезона года (такая зависимость, впрочем, характерна для всех ионосферных параметров). На Рис.1.3 представлен график зависимости  $H(h)$ , рассчитанный для  $h_T = 645$  км,  $H_T = 280$  км. Видно, что значение  $H(h)$  на высотах 200-400 км меняется очень незначительно, а затем резко падает в области 500-800 км.

Это область, где происходит смена преобладающей ионной компоненты с  $O^+$  на  $H^+$ , а, так как масса этих ионов различается в  $\sim 16$  раз, следует ожидать и сопоставимых изменений в значениях масштабной высоты. Выше этой области

значения  $H(h)$  выходят на почти постоянный уровень, что характерно для высот экзосферы.

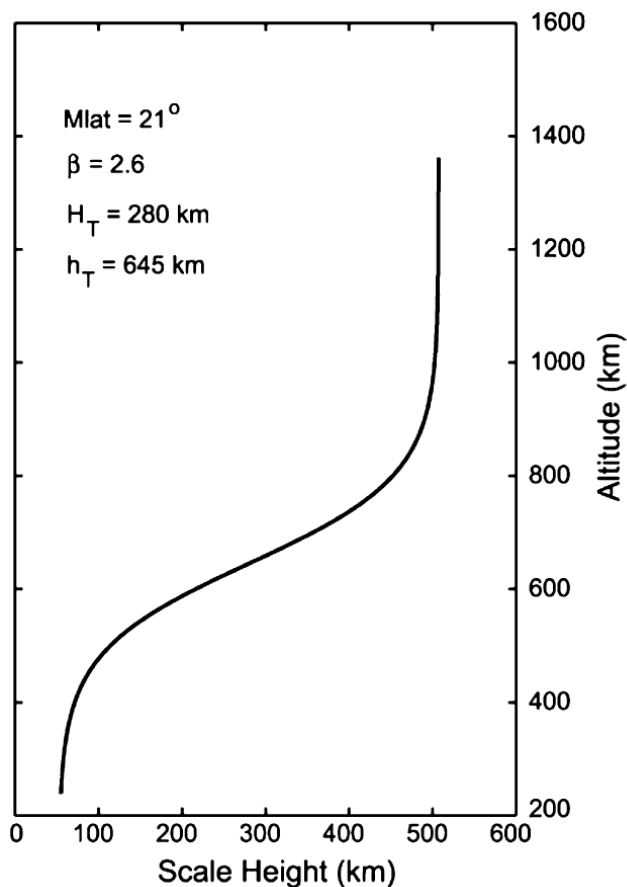


Рис.1.3. Зависимость масштабной высоты модифицированного слоя Чепмена от высоты [52].

В работе [51] было проведено моделирование, использующее переменный слой Чепмена, чтобы связать данные модели IRI со значениями концентрации, полученными с помощью ИСЗ на высотах плазмосферы. Основным преимуществом переменного слоя Чепмена является возможность, используя «гибкую» масштабную высоту, связать профиль концентрации внешней ионосферы с плазмосферным профилем. На Рис.1.4 мы видим, что, попытка соединить профили используя простой  $\alpha$ -слой Чепмена, оказывается несостоятельной.

Исследованию масштабной высоты ионосферы на разных широтах посвящено множество работ. В последние годы во всех подходах к исследованию внешней ионосферы, активно используются многокомпонентные модели плазмы, в которых для разных ионов используются различные масштабные высоты. Очевидно, что если плазма состоит не из одного сорта частиц, то происходит смешивание компонент, с преобладанием какой либо на определенных высотах. Таким образом, еще одним важным параметром для моделирования профиля внешней ионосферы является высота, на которой происходит смена преобладающей компоненты - высота перехода  $O^+ / H^+$ .

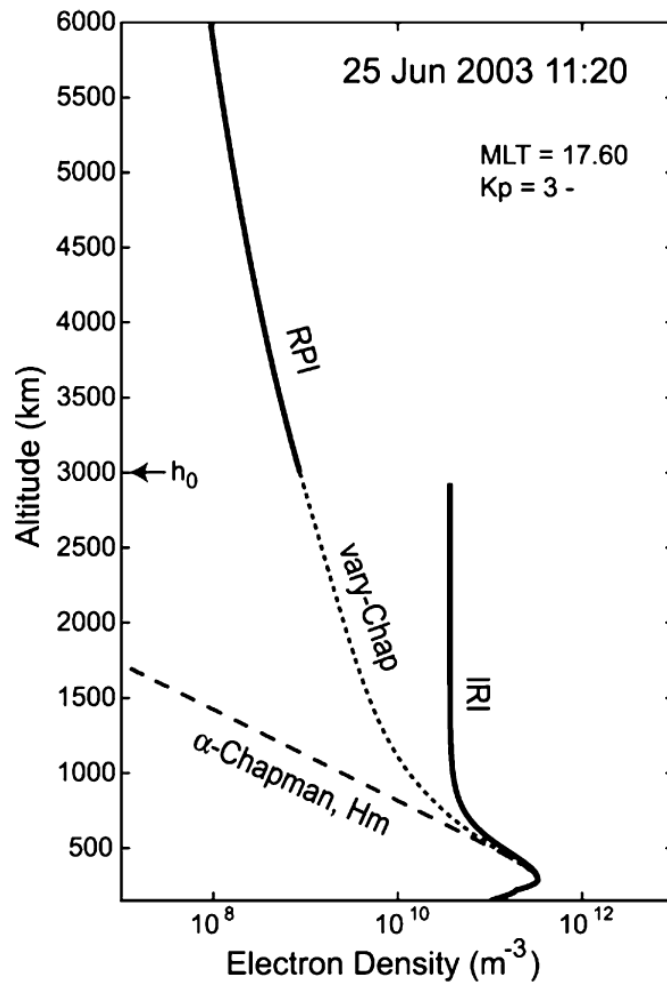


Рис.1.4. Связь профиля концентрации внешней ионосферы, полученного по данным модели IRI со спутниковыми данными с помощью переменного слоя Чепмена [52].

### 1.3 О вкладе диффузии и нейтрального ветра в величину масштабной высоты внешней ионосферы

Большинство работ по исследованию внешней ионосферы основано на представлении вертикального профиля электронной концентрации в виде простого слоя Чепмена [35, 36, 37, 38, 54], и чаще всего предполагается, что плазма находится в состоянии диффузионного равновесия, при котором масштабная высота описывается как плазменная масштабная высота  $H_p$  с некоторыми поправочными коэффициентами. Эти исследования использовали в качестве исходных данных профили внешнего зондирования.

При анализе данных некогерентного рассеяния, полученных за более чем 30-летнюю историю измерений, появляется дополнительная возможность изучения влияния динамических факторов на вариации ионосферы выше главного максимума ионизации. Такая возможность появляется вследствие наличия дополнительного набора параметров, таких как температура ионов и электронов, а также дрейф ионов, на основании которых можно учесть отклонение состояния плазмы от диффузионного равновесия [37, 41].

В настоящем разделе для анализа данных некогерентного рассеяния, полученных для внешней ионосферы средних широт, мы рассмотрим подход, в котором явно учитывается перенос ионосферной плазмы вдоль геомагнитного поля. Этот подход впервые применялся в работах [49, 55, 79] а также применялся нашей группой при анализе данных Иркутского радара НР [13].

В отличие от данных внешнего зондирования, данные НР могут быть использованы для исследования потока ионов и вариаций меридионального нейтрального ветра на высотах термосферы. Этот подход был опробован на данных Иркутского радара некогерентного рассеяния [13]. При анализе данных некогерентного рассеяния для внешней ионосферы, обычно рассматривается [19, 31] интервал высот  $h_m \leq h \leq h_T$ , нижняя граница которого  $h_m$  соответствует максимуму слоя  $F2$ , а верхней границей является высота перехода  $O^+ / H^+$ . В отличие от произвольного вертикального дрейфа, который рассматривается в уравнении (1.21), здесь рассматривается проекция сил на силовую линию

геомагнитного поля. В этом случае уравнение непрерывности для электронно-ионного газа можно записать в виде [7, 9]:

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial S} (A n_e V_{\parallel}) = q - \beta n_e, \quad (1.25)$$

здесь  $n_e$  – концентрация электронов;  $S$  – расстояние вдоль силовой линии, равное  $S = (h - h_m) / \sin I$ , где  $I$  – магнитное склонение;  $A(S)$  – сечение силовой трубки, которое для выбранного интервала высот можно считать постоянным;  $q$  – скорость фотоионизации;  $\beta = \gamma_1 N_{2+} + \gamma_2 N_{2-}$  – скорость потерь ионов атомарного кислорода в реакциях (1.2-1.3);  $V_{\parallel}$  – скорость движения плазмы вдоль силовой линии геомагнитного поля  $\vec{B}$ .

Уравнение движения плазмы вдоль  $\vec{B}$  на высотах внешней ионосферы имеет вид [7, 9]:

$$0 = -\frac{\partial}{\partial S} (P_e + P_i) + n_e m^+ g_{\parallel} + n_e m^+ \nu_{in} (U_{\parallel} - V_{\parallel}), \quad (1.26)$$

где  $m^+ = 16m_p$  – масса иона кислорода,  $m_p$  – масса протона;  $P_{e,i} = n_e k T_{e,i}$  – парциальные давления электронов и ионов;  $\nu_{in}$  – частота столкновения ионов с нейтралами;  $U_{\parallel}$ ,  $g_{\parallel} = -g_0 \cdot \sin I$  – проекции скорости нейтрального ветра и ускорения силы тяжести на силовую линию,  $g_0 \approx 980 \text{ см } \text{с}^{-2}$ ;  $k$  – постоянная Больцмана.

Полагая, что плазма внешней ионосферы "вморожена" в магнитное поле, и что в увлечении плазмы нейтральным ветром участвует только меридиональная компонента нейтрального ветра, т.е.  $U_{\parallel} = U \cos I$ , поток плазмы вдоль силовой линии можно представить в виде:

$$\Phi_{\parallel} = n_e V_{\parallel} = n_e U \cos I - \sin I \cdot D \left[ \frac{\partial n_e}{\partial h} + \left( \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial h} + \frac{1}{H_p} \right) n_e \right], \quad (1.27)$$

где:  $D = \frac{kT_p}{m^+ v_{in}}$  - коэффициент амбиполярной диффузии;  $H_p = \frac{kT_p}{m^+ g_{\parallel}}$  - плазменная

масштабная высота;  $T_p = T_e + T_i$  - плазменная температура. Если ввести обозначения

$$\frac{1}{H} = \frac{1}{H_p} + \frac{\partial}{\partial h} \ln T_p, \quad (1.28)$$

$$\frac{1}{l} = \frac{V_{\parallel} - U \cos I}{D \sin I}, \quad (1.29)$$

$$\frac{1}{H_{eff}} = \frac{1}{H} + \frac{1}{l}, \quad (1.30)$$

то уравнение (1.27) примет вид:

$$\frac{\partial n_e}{\partial h} + \frac{n_e}{H_{eff}} = 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial \ln n_e}{\partial h} = -\frac{1}{H_{eff}}. \quad (1.31)$$

$H_{eff}$  — это масштабная высота внешней ионосферы, определяемая в результате вторичной обработки данных на ИРНР по измеряемому профилю концентрации. Высотный профиль  $n_e(h)$  во внешней ионосфере с достаточной точностью можно аппроксимировать выражением:

$$\ln n_e \cong ah + b, \quad (1.32)$$

в котором коэффициенты  $a$  и  $b$  — коэффициенты линейной регрессии логарифмированного профиля  $n_e$ . Пример такой аппроксимации представлен на рис.1.5. Следовательно, полагая  $H_{eff} = const$ , можно записать:

$$a = -\frac{1}{H_{eff}} = -\frac{1}{H} - \frac{1}{l}, \quad (1.33a)$$

$$b = \ln(n_m) + \frac{h_m}{H_{eff}}. \quad (1.33б)$$

Из (1.33a), (1.33б) следует, что измеряемая по форме профиля  $n_e$  эффективная масштабная высота не может быть однозначно связана с плазменной шкалой высот. Как уже говорилось в цитируемых работах, эту неоднозначность

компенсируют введением фактора формы  $f$  (1.20), т.е. переменного коэффициента в показателе экспоненты Чепменовской функции. Но из уравнений (1.28-1.30) видно, что пропорциональность  $H_{eff}$  и  $H_p$  практически редко выполняется, так как  $H_{eff}$  явно зависит от градиента  $T_p$ , поэтому попытки описать измеренный профиль  $n_e$  только с помощью плазменной масштабной высоты  $H_p$ , путем введения постоянного коэффициента, часто оказываются несостоятельными.

Связь эффективной масштабной высоты (1.28-1.30) со скоростью продольного движения плазмы позволяет по-новому интерпретировать экспериментальные данные некогерентного рассеяния, и улучшить представление профиля  $n_e$  во внешней ионосфере, который используется, например, в модели IRI [16, 17].

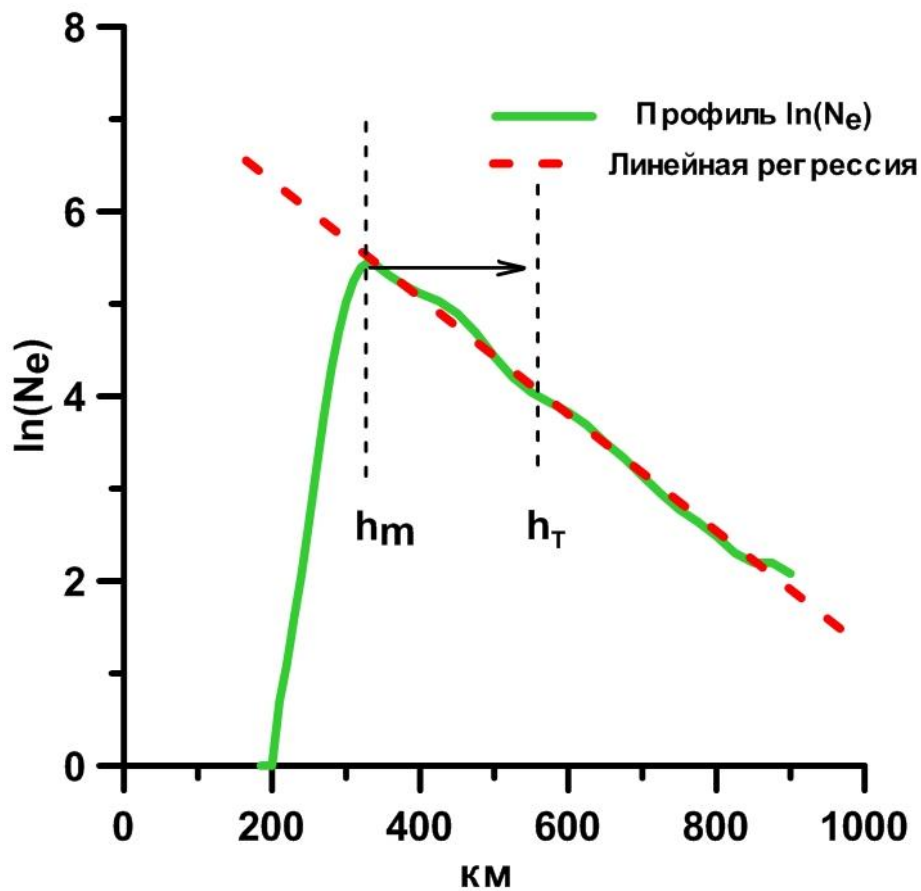


Рис.1.5. Аппроксимация профиля  $\ln(N_e)$  с помощью линейной регрессии.

Величина  $\frac{1}{H} = \frac{m^+ g_{\parallel}}{kT_p} + \frac{\partial}{\partial h} \ln T_p$ , которую можно назвать диффузионной

шкалой высот (так как она определяет высотный профиль  $n_e$  при диффузионном равновесии), может быть независимо оценена по данным НР с использованием измерений температуры электронов и ионов и, следовательно, формулы (1.28-1.30, 1.32-1.33) дают практическую возможность получения информации о величине  $V_{\parallel} - U \cos I$ , соответствующей продольной скорости диффузии ионосферной плазмы. Если в эксперименте также измеряется полная продольная скорость плазмы  $V_{\parallel}$ , то из (1.29) можно однозначно определить меридиональную компоненту скорости нейтрального ветра  $U$ . Таким образом, набор параметров ионосферной плазмы  $n_e, T_e, T_i, V_{\parallel}$ , которые измеряются стандартным методом НР на средних широтах, позволяют определить профиль меридионального нейтрального ветра. Единственная неизвестная величина, которая должна быть дополнительно получена для этих расчетов, это частота соударений ионов и нейтралов  $\nu_{in}$ , для которой может быть принято следующее выражение из [7]:

$$\nu_{in} = \nu(O^+, O) = 6.5 \cdot 10^{-11} \sqrt{T_n} \left( -0.151 \lg(T_n) + 0.0061 \lg^2(T_n) \right) [O]. \quad (1.34)$$

Значения температуры  $T_n$  и концентрации  $[O]$  нейтрального атомарного кислорода, входящие в (1.34), можно оценивать с помощью эмпирической модели нейтральной атмосферы NRLMSIS [50].

Полученная зависимость  $H_{eff}$  от плазменной масштабной высоты, плазменной температуры и скорости движения плазмы вдоль магнитного поля позволяет существенно улучшить аналитическое представление  $n_e$  при моделировании. Запись эффективной масштабной высоты в виде:

$$\frac{1}{H_{eff}} = \frac{1}{H_p} + \frac{\partial}{\partial h} \ln T_p + \frac{V_{\parallel} - U \cos I}{D \sin I}, \quad (1.35)$$

дает четкое представление о влиянии разных факторов на равновесное распределение  $n_e(h)$ . Третье слагаемое в правой части (1.35) отражает влияние на форму профиля  $n_e(h)$  во внешней ионосфере динамических факторов,

определяющих отклонение распределения  $n_e$  от диффузионного равновесия. Однако и чистое диффузионное равновесие нельзя рассматривать в отрыве от фактического градиента плазменной температуры на высотах ионосферы. Физический механизм, который формирует и поддерживает неравновесность распределения  $n_e$ , проявляется в процессе обмена тепловой плазмой между ионосферой и вышележащей плазмосферой [27]. Интенсивность и временная зависимость ионосферно-плазмосферного взаимодействия зависят от ряда внешних факторов, которые, в конечном итоге, определяются состоянием солнечной и геомагнитной активностей [3, 6, 8, 9].

В экспериментах, проводимых методом НР, измерения профиля  $n_e$  и температур электронов и ионов обычно производятся с более высокой точностью, чем измерения скорости  $V_{\parallel}$ . По этой причине, расчеты параметров нейтральной атмосферы с использованием экспериментальных данных  $V_{\parallel}$ , особенно на больших высотах, имеют низкую точность. Чтобы улучшить эту ситуацию, в некоторых случаях (например, ночью или на высотах более 400км., когда поток является однонаправленным) можно использовать условие постоянства потока  $\Phi_{\parallel} = n_e V_{\parallel}$  вдоль силовой трубки. Тогда продольная скорость плазмы должна экспоненциально увеличиваться с ростом высоты, т.е.:

$$\Phi_{\parallel} = const = n_e(h_0) e^{-\frac{h-h_0}{H_{eff}}} V_{\parallel} \quad \text{или} \quad V_{\parallel} = V(h_0) \exp\left(\frac{h-h_0}{H_{eff}}\right), \quad (1.36)$$

здесь  $h_0$  - высота, начиная с которой,  $n_e$  удовлетворяет уравнению (1.31). В этом случае при оценке скорости дрейфа  $V_{\parallel}$  по экспериментальным данным целесообразно определять величину  $V(h_0)$  путем регрессии логарифмированного профиля  $V_{\parallel}$  по всему набору высот внешней ионосферы, что значительно улучшает точность расчета.

Полученные выражения задают форму профиля  $n_e$  во внешней ионосфере, как функцию параметров  $n_e(h_0), T_p, V_{\parallel}(h_0)$  и скорости меридионального

нейтрального ветра. На средних широтах, где конфигурация магнитного поля является постоянной и слабо изменяется во времени, измерения проводимые методом НР позволяют однозначно определить указанные величины и исследовать их динамику.

В Таблице 1 приведены оценки составляющих масштабной высоты, рассчитанные для двух ионосферных высот 300км и 600км. В качестве производной от логарифма плазменной температуры берется средний прирост в данном высотном интервале.

$h$	$h = 300km$	$h = 600km$
$T_p$	$T_p = 2990$ $T_e = 1970; T_i = 1020$	$T_p = 4200$ $T_e = 2530; T_i = 1670$
$\ln(T_p)$	8.003	8.343
$\frac{\partial}{\partial h} \ln(T_p)$	$\sim \frac{1}{880 km}$	
$\frac{1}{H_p}$	$\sim \frac{1}{35 km}$	$\sim \frac{1}{50 km}$
$\frac{1}{H_{eff}}$	$\sim \frac{1}{90 km}$	
$\frac{V_{\parallel} - U \cos I}{D \sin I}$	$\sim -\frac{1}{82 km}$	

Таблица 1. Оценки основных составляющих масштабной высоты согласно формулам (1.28-1.30).

Из приведенных оценок видно, что вклад в эффективную масштабную высоту со стороны ветрового члена сопоставим с диффузионным членом, поэтому в стандартном подходе и предлагается считать фактор формы  $f \approx 0.5$ . Также очевидно, что этот вклад возрастает с увеличением высоты.

Описанный подход для определения нейтрального ветра на высотах внешней

ионосферы был реализован при анализе данных Иркутского радара НР [5]. В рассматриваемых экспериментах зондирование проводилось, как правило, вдоль геомагнитного поля, которое на широте Иркутска наклонено на  $18^\circ$  к экватору от вертикали. Такая геометрия эксперимента является оптимальной в рассматриваемом подходе. Каждый эксперимент на радаре обычно проводился непрерывно в течение нескольких суток, в рамках программы ISR World Days, типичное временное разрешение данных составляло 5-10 минут.

Для тестовых расчетов мы использовали данные ионосферных измерений на Иркутском радаре НР в 1998 и 1999 годах. На рисунке 1.6 приведены расчеты эффективной  $H_{eff}$  и диффузионной  $H$  масштабных высот для отдельных дней в разные сезоны года.

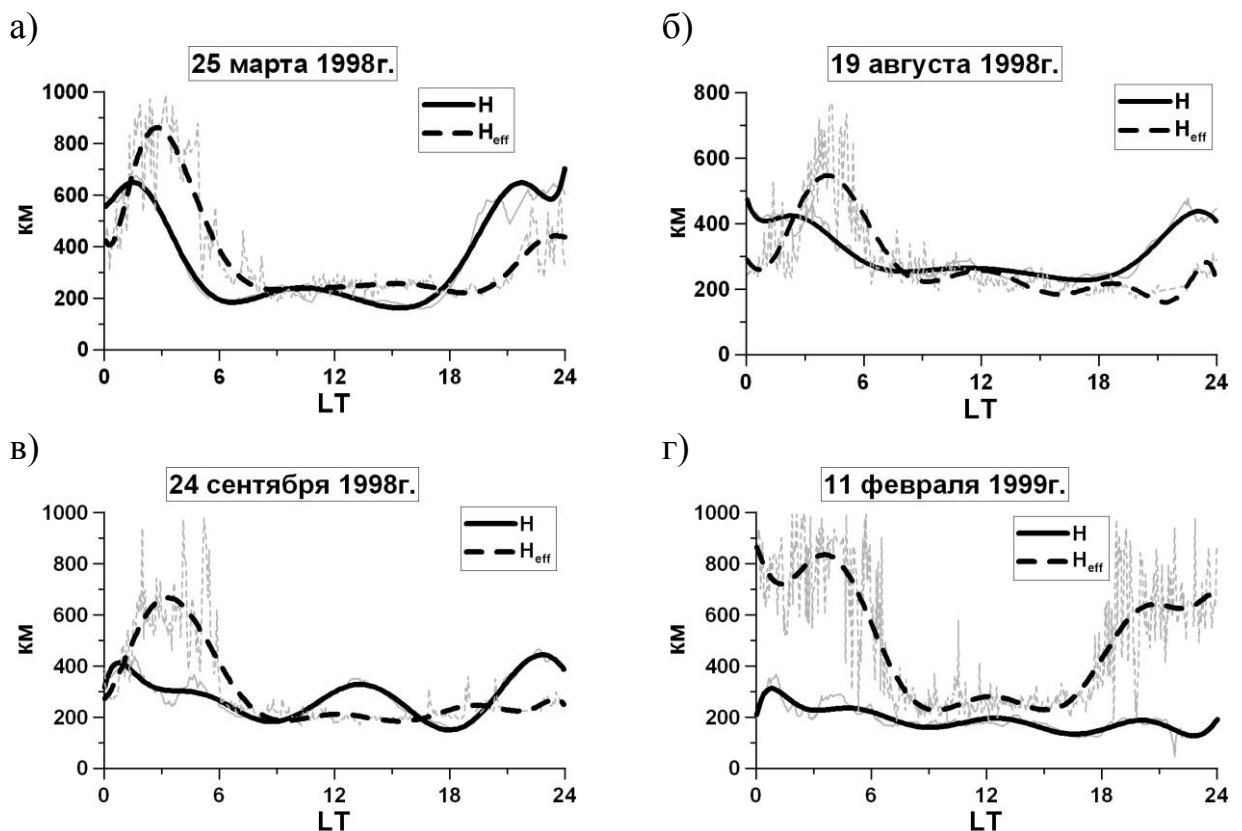


Рис. 1.6. Диффузионная и эффективная шкалы высот по данным Иркутского радара НР. Тонкие линии – результаты расчетов, жирные линии – аппроксимация полиномом.

Из приведенных данных видно, что  $H_{eff}$  и  $H$  в целом имеют схожую динамику, однако их различия в разное время суток могут быть существенными.

Так в возмущенный день 24.09.1998, в дневные часы  $H$  испытывает значительные вариации, хотя  $H_{eff}$  остается практически постоянной.

Постоянство  $H_{eff}$  в дневные часы является характерным признаком всех рассмотренных данных. На рисунке 1.7 приведены рассчитанные суточные хода скорости вертикального дрейфа  $V_h = V_{\parallel} \sin I$  (1.7а, 1.7б), меридиональной компоненты ветра  $U$  с положительным направлением к экватору (1.7в, 1.7г), и диффузионного потока  $\Phi_{\parallel}$  (1.7д, 1.7е) для двух высот: вблизи высоты максимума F2 слоя (320 км., левая колонка) и выше максимума (370км., правая колонка). Из сравнения графиков видно, что диффузионный поток на интервале высот 50км в течение всех суток направлен вниз, что соответствует классической теории образования F2 области ионосферы в средних широтах [7, 27]. При этом величина потока зависит от высоты, т.к. на высотах максимума F2-слоя и ниже существенное влияние оказывают процессы ионообразования и потерь ионов в результате химических реакций и, следовательно, не выполняется условие постоянства потока с высотой.

Отличия вариаций скорости меридионального ветра на этих высотах может быть вызвано низкой точностью определения скорости плазмы на больших высотах по данным измерений на Иркутском радаре ИР. Это является серьезной проблемой для реализации методики определения скорости меридионального ветра по данным ИРНР. Вопрос о точности проводимых оценок требует отдельного рассмотрения на основе анализа всего массива экспериментальных данных ИР и сравнения полученных результатов с другими экспериментальными данными и моделями. В рамках описанной работы [13] мы ограничились только проверкой работоспособности предложенного метода и демонстрацией непротиворечивости получаемых результатов с существующими сведениями об изменчивости параметров среднеширотной F области ионосферы.

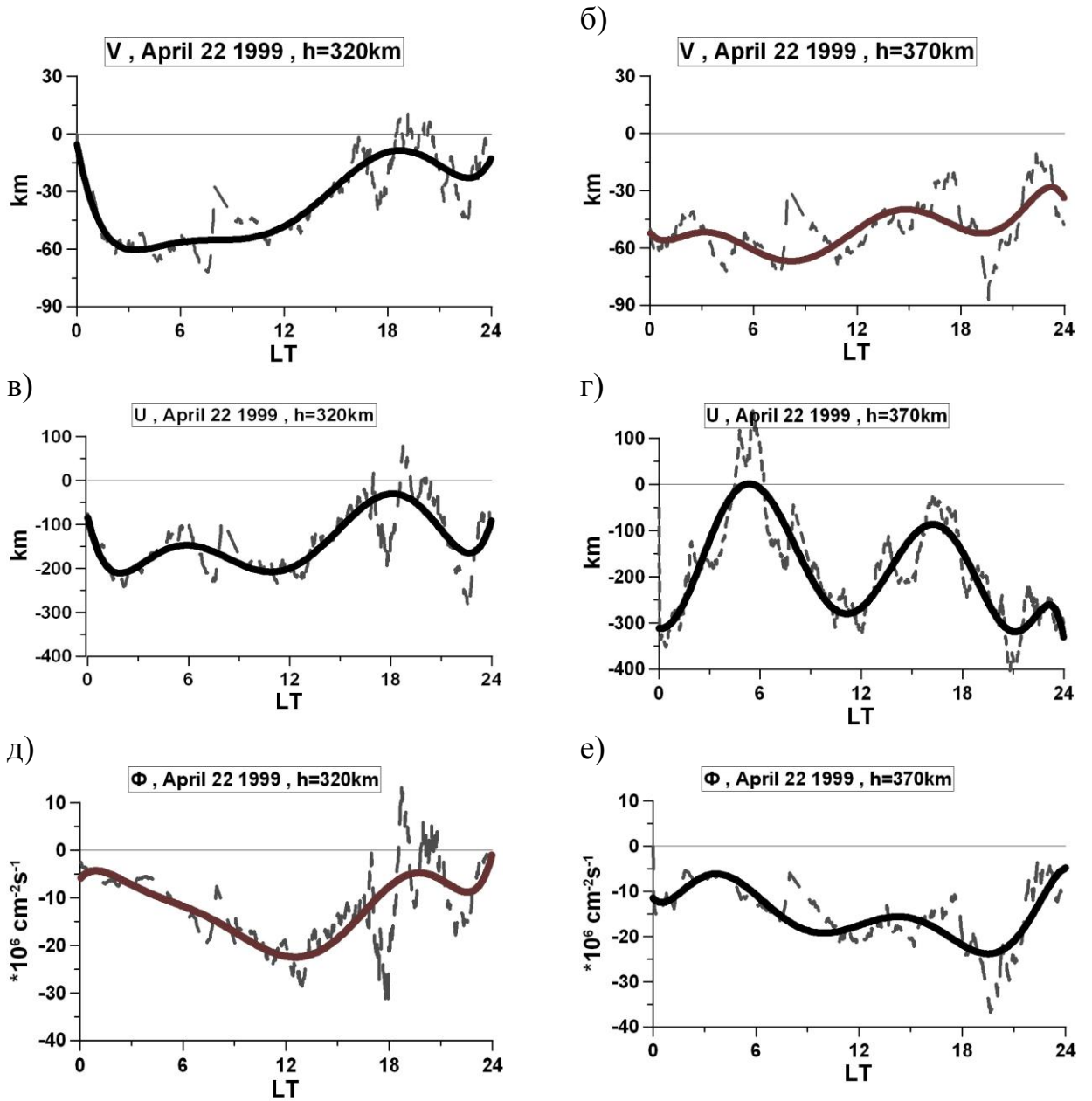


Рис. 1.7. Скорости дрейфа плазмы (а, б), меридиональный ветер (в, г) и диффузионный поток плазмы (д, е) по данным Иркутского радара НР. Штрихом показаны расчетные значения, сплошной кривой – полиномиальное сглаживание.

## 1.4 Модели электронной концентрации и ионного состава внешней ионосферы

Одной из наиболее сложных и востребованных задач в физике ионосферы, является задача максимально точного моделирования профиля концентрации электронов и ионного состава на всем диапазоне высот выше максимума слоя  $F2$ . Если моделирование профиля  $n_e(h)$  может быть основано на анализе экспериментальных данных внешнего зондирования, то для оценки точности моделей ионного состава внешней ионосферы не существует достаточно представительного ряда экспериментальных данных. Почти все модели ионосферы, созданные в последнее время, включая справочную модель *IRI* (International Reference Ionosphere) [16, 17], являются либо полуэмпирическими, либо полностью основанными на измерениях, и происходит их постоянное улучшение или адаптация к конкретным географическим и геофизическим условиям. При этом вопрос о точности моделирования газового состава внешней ионосферы до сих пор остается открытым.

Как отмечалось выше, для успешного моделирования профиля внешней ионосферы в невозмущенных условиях с помощью переменного слоя Чепмена, необходимо знать масштабную высоту (учитывать ее изменение с высотой), и основные «якорные» точки профиля: высоту максимума  $h_m F2$  и высоту перехода  $O^+ / H^+$  (далее также будем использовать для высоты перехода обозначение  $h_T$ ). В работе [68] описывается модель электронной концентрации, основанная на данных спутников серии Интеркосмос, а также модель ионного состава TTS (Triscova Truhlik Smilauer) [69,70,72], алгоритмы которых были позднее включены как опции в модель *IRI-2007* и *IRI-2012*. Авторы отмечают, что для моделирования необходимо учитывать многокомпонентность ионосферной плазмы во всем диапазоне высот. Основными ионами на высотах 400-2500км согласно модели TTS являются:  $O^+$ ,  $H^+$ ,  $He^+$  и  $N^+$ . Входными параметрами для модели, также, являются сезон года и уровень солнечной активности. На рис.1.8 представлены результаты моделирования с использованием этих двух моделей для высокой ( $F10.7=200$ ) и низкой ( $F10.7=85$ ) солнечной активности. На верхней

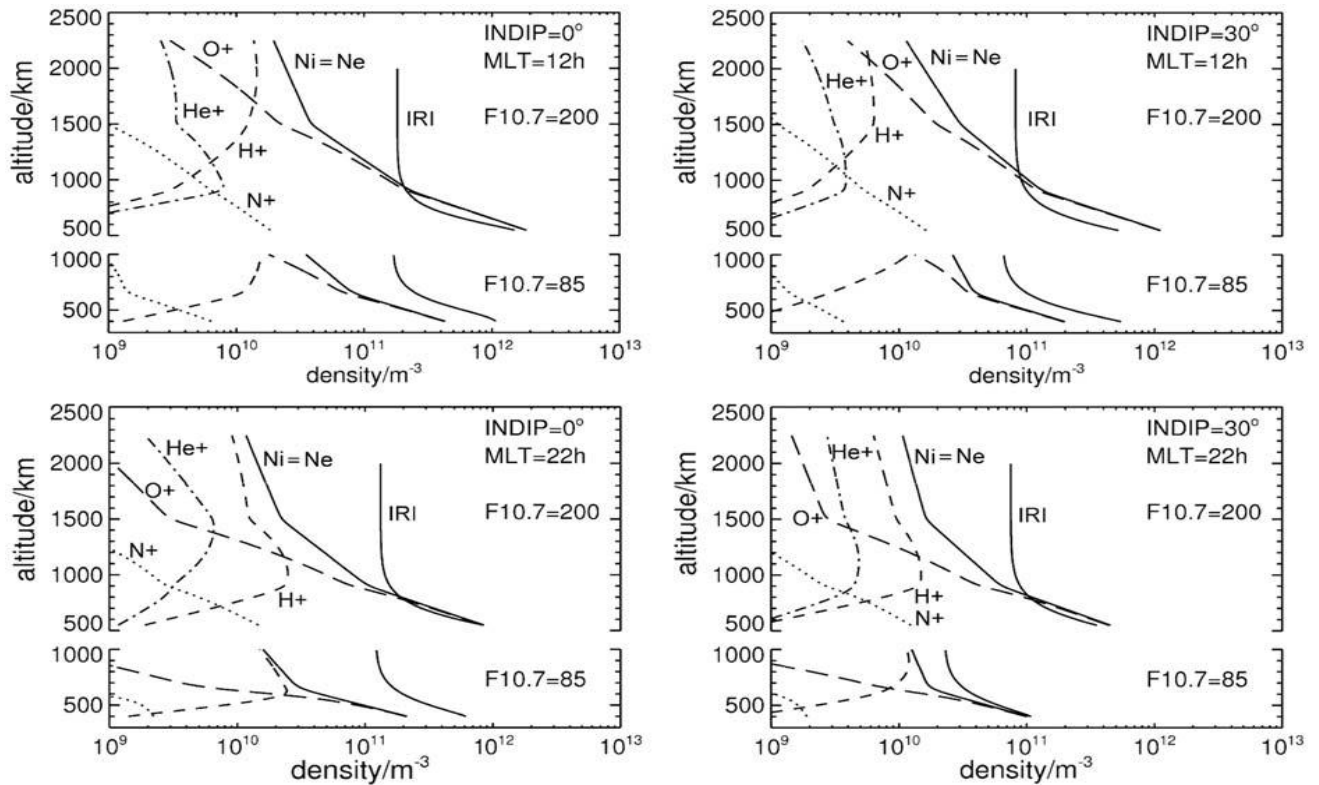


Рис.1.8. Профили концентрации основных ионов внешней ионосферы согласно модели TTS [69].

панели показаны расчеты для дневной ионосферы ( $MLT=12$ ), а на нижней – для ночной ( $MLT=22$ ). По данным всех моделей основной компонентой в нижней части ионосферы (до  $\sim 1000$  км) является ион кислорода  $O^+$ , а выше 1000 км преобладает ион водорода  $H^+$ . Также можно отметить, что при высокой солнечной активности концентрация  $He^+$  значительно повышается. Из рис.1.8 видно, что высота, на которой преобладающая компонента меняется, т.е. высота перехода  $O^+/H^+$  находится в интервале 800-2000 км и сильно зависит от индекса  $F10.7$ . Причем максимальные значения высоты перехода наблюдаются в случае, когда индекс  $F10.7=200$ . Такая зависимость является предсказуемой, т.к. профили каждой компоненты ионосферной плазмы линейно зависят от уровня солнечной активности, что было показано авторами модели TTS в работе [71], а также группой индийских исследователей, основанной на данных индийских спутников SROSS [18].

В 1985 году советскими учеными Даниловым и Яичниковым была предложена модель ионного состава [21], разработанная на основе данных

спутников серии Интеркосмос. На рис.1.9 представлены профили концентрации основных компонент, рассчитанных по этой модели. В целом можно видеть

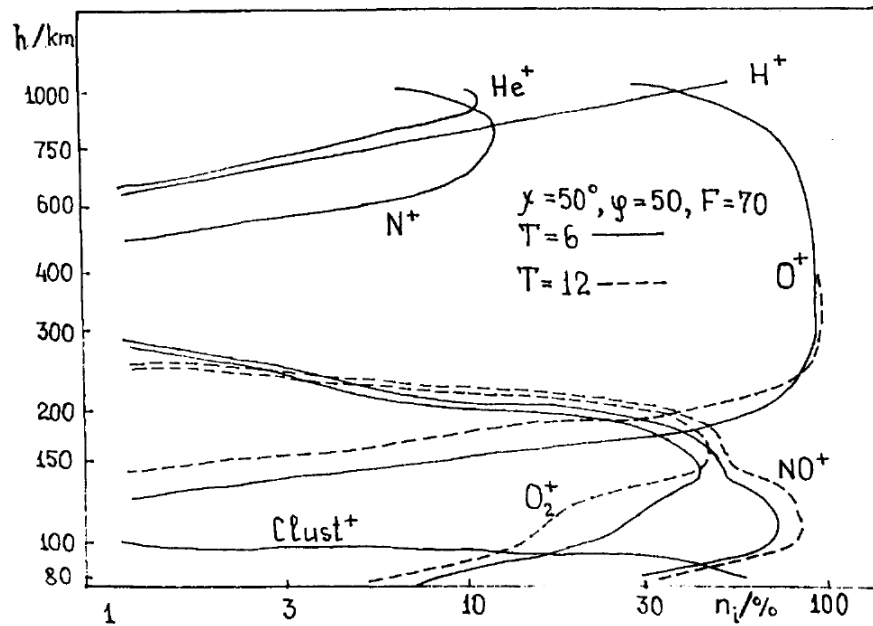


Рис.1.9. Профили концентрации основных ионов по модели Данилова и Яичникова [21].

похожую картину, как и на рис.1.8 (модель TTS), однако принципиальные отличия наблюдаются в форме профиля ионов  $N^+$ . Высота перехода  $O^+/H^+$  находится на уровне  $\sim 1000$  км. Модель Данилова и Яичникова была также включена как опция DY-85 в модель IRI-2007 и IRI-2012.

На Рис.1.10 представлен график, на котором показано, как влияет солнечная активность на изменение абсолютных значений высоты перехода  $O^+/H^+$  согласно моделям Данилова и Яичникова и TTS для декабря. Видно, что согласно модели TTS, для минимальной и максимальной солнечной активности значения высоты перехода отличаются примерно в 2 раза. Средние значения для низкой активности Солнца меняются от 500-600 км ночью до 800-1000 км днем. Что касается модели DY-85, то изменение индекса F10.7 не оказывает значительного влияния на изменение профиля высоты перехода.

Сравнивая эти две модели, можно сказать, что характерной отличительной особенностью модели ионного состава TTS является определяющее значение

индекса  $F10.7$  на абсолютные значения высоты перехода  $O^+ / H^+$ . Отметим, что данные графики были построены для области магнитного экватора.

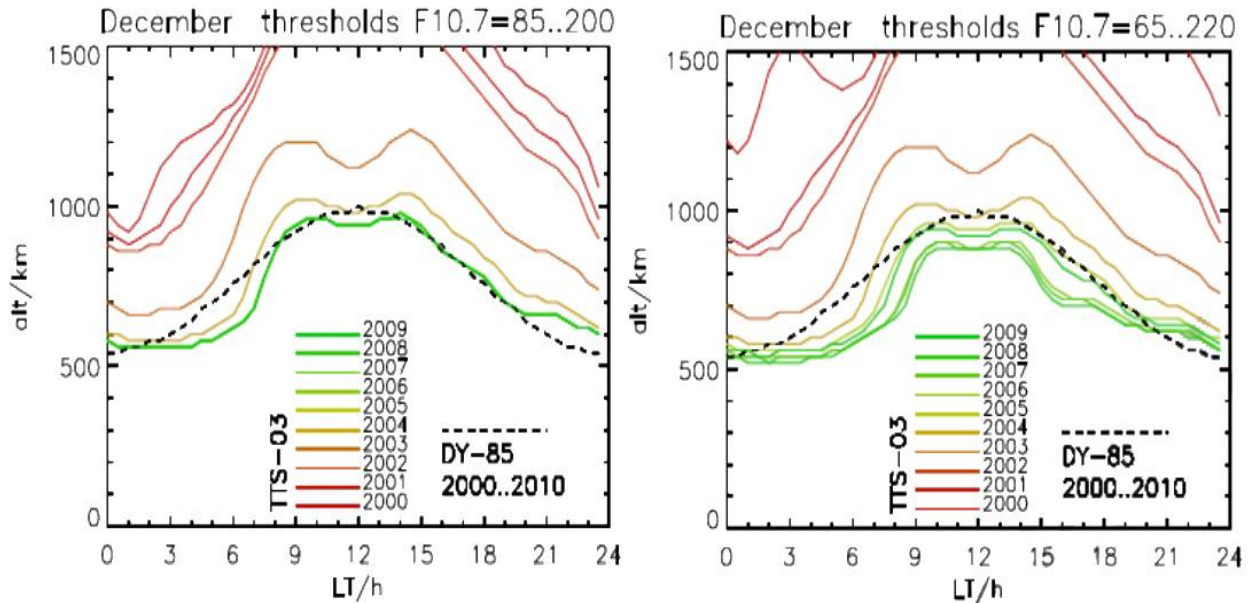


Рис.1.10. Влияние солнечной активности на абсолютные значения высоты перехода  $O^+ / H^+$  для декабря согласно модели TTS [73].

В 2004 году в работе [44] была предложена модель высоты перехода  $O^+ / H^+$  (ТНМ-Transition Height Model), созданная на основе данных спутников внешнего зондирования. В этой модели высота перехода  $O^+ / H^+$  рассматривается как функция месяца года, локального времени, геомагнитной широты, долготы и индекса  $F10.7$ . Высота перехода определяется как высота, на которой концентрация ионов кислорода равна половине полной электронной концентрации:  $\ln(n(O^+)) = \ln(n_e) - \ln(2)$ . На рис. 1.11 представлены результаты, полученные по модели для июня и декабря в дневные часы (LT=12) и ночное время (LT=00), для периодов различной солнечной активности. На этих графиках показана изменчивость высоты перехода в зависимости от широты. Видно, что максимальные значения получаются для экваториальной области и полюсов, а в области средних широт наблюдаются «провалы» в обоих полушариях.

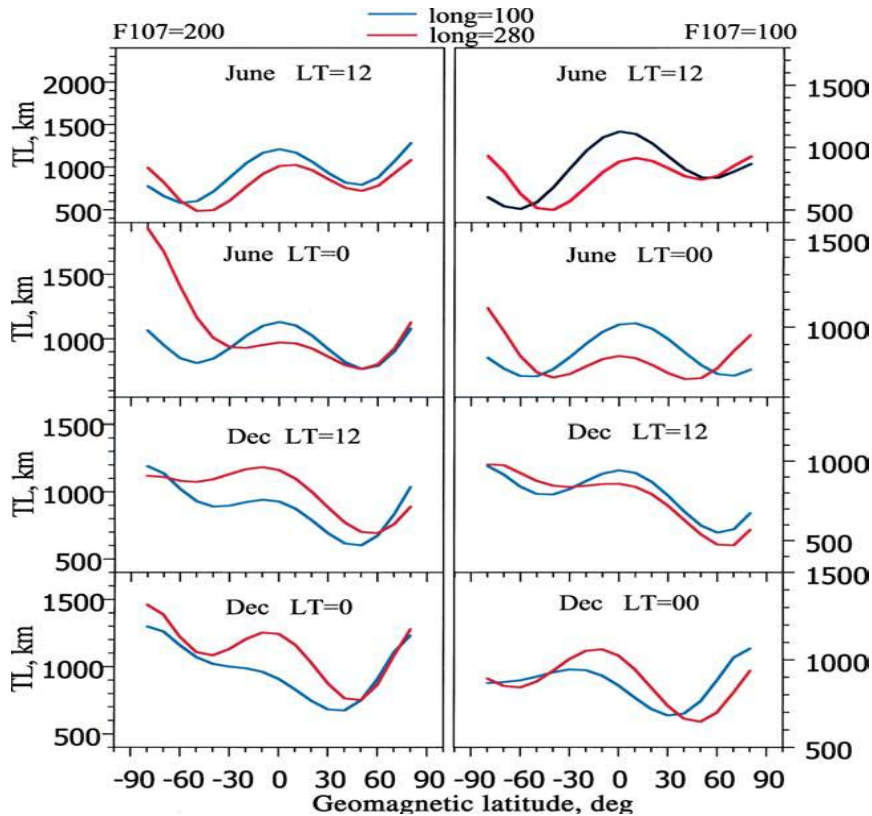


Рис.1.11. Широтная зависимость высоты перехода  $O^+/H^+$  согласно модели ТНМ [44].

Для проведения локальных (часто довольно коротких по времени) экспериментов, важно знать суточный ход высоты перехода  $O^+/H^+$ . Как и на любой другой параметр ионосферы, на высоту перехода контролирующее влияние оказывает положение Солнца. Днем, ионизирующее излучение максимально и происходит возрастание концентрации ионов  $O^+$ , как следствие, – увеличение значений ВП. С наступлением ночи ионообразование прекращается, и значения ВП падают.

В наиболее простых (ранних) моделях [33] суточный ход ВП можно описать плавной кривой с максимумом в полдень и минимумом в полночь. На рис. 1.12 представлено моделирование суточного хода ВП согласно различным моделям: сплошные линии – модель Кутиева 2004, пунктир – модель Кутиева 1994, треугольники и кресты – модель IRI. Видно, что при использовании модели IRI и модели Кутиева 1994 года, высота перехода является простейшей функцией зенитного угла Солнца с максимумом в полдень.

При использовании модели Кутиева 2004 года динамика ВП значительно отличается, особенно для декабря, где максимальных значений ВП достигает со значительным запозданием относительно локального полудня.

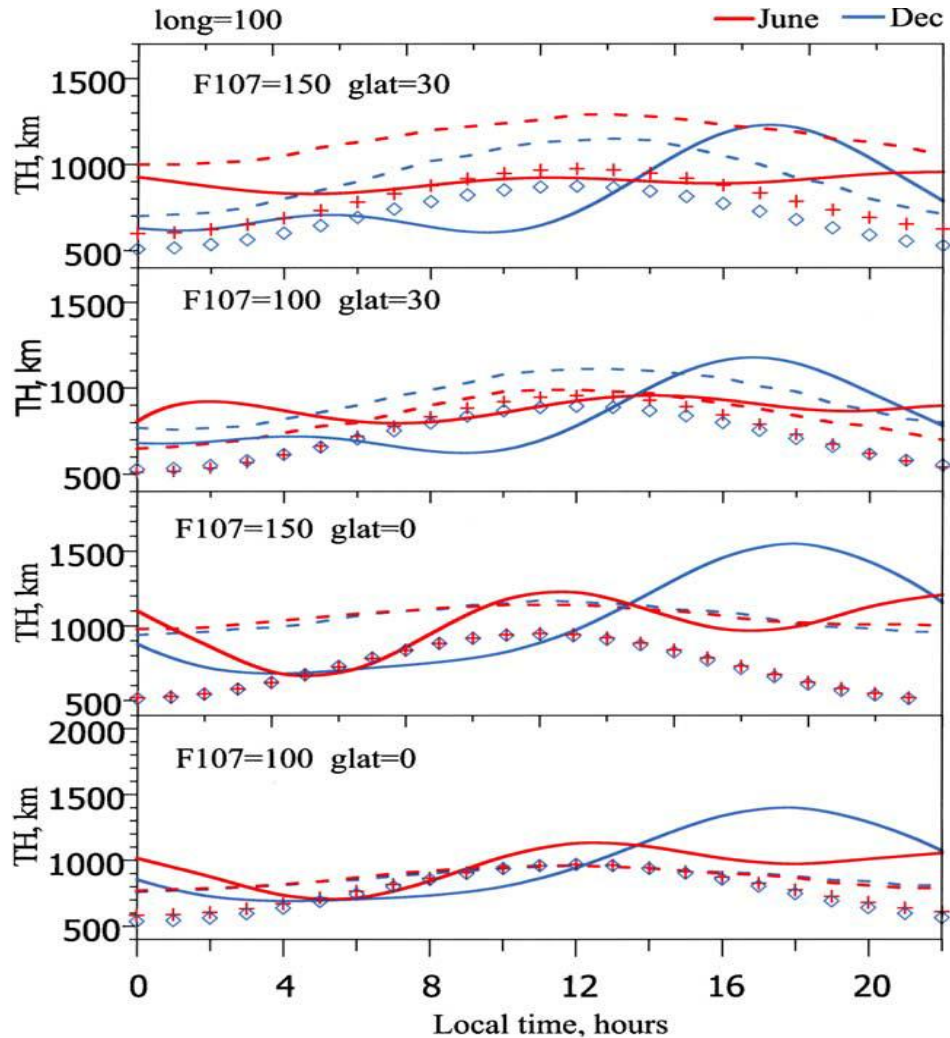


Рис.1.12. Сравнение динамики ВП полученной по различным моделям [44].

В целом, такая суточная динамика подтверждается экспериментально, однако при более точном моделировании необходимо учитывать влияние на ВП множества других параметров, таких как изменение плазменной температуры, меридиональный нейтральный ветер, вариации концентрации нейтралов, поток солнечного УФ излучения. На суточные вариации ВП основное влияние оказывает меридиональный нейтральный ветер. В работе [42] проводились исследования суточной динамики ВП по данным радара Аресибо, с учетом параметров нейтрального ветра. В качестве модели, с которой сравнивались

экспериментальные данные, использовалась модель SUPIM (Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model) и модель нейтрального ветра HMW 90. Было показано, что основной вклад в вариации ВП дают изменения в концентрации ионов кислорода. Также авторы предполагают, что повторное понижение уровня ВП в ночные часы может быть вызвано направленными вниз потоками протонов из сопряженной ионосферы. В результате эксперимента установлено, что ВП намного выше во время высокой солнечной активности (на  $\sim 500$ км), в то время как в ночных значениях наблюдаются незначительные изменения (около 100км).

Согласно концепции предложенной в [28], ВП является критической высотой, которая играет роль диффузионного барьера, где происходит обмен зарядами между ионами  $O^+$  и  $H^+$ . Поэтому, в спокойных геомагнитных условиях, ВП контролируется, в основном, потоком плазмы вдоль геомагнитной трубки. Этот поток, в свою очередь, может изменяться под воздействием нейтрального ветра и гравитационных волн, которые увеличивают (уменьшают) коэффициент рекомбинации в нижней термосфере. Как показано в [42], влияние нейтрального ветра на ВП вызвано, в основном, динамикой более тяжелых ионов  $O^+$ , которые сильнее подвержены увлечению нейтральным ветром.

В работе [29] проводятся исследования динамики ВП в экваториальной ионосфере во время глубокого минимума солнечной активности 2008г. на базе данных, полученных спутниками миссии CINDI. В летние месяцы 2008г. во время очень низкого потока солнечной радиации (индекс F10.7 не превышал 69) типичные ночные значения ВП составляли 450км, а дневные значения ВП не превышали 850км. В работе показана широтная несимметричность значений ВП относительно магнитного экватора. В среднем, значения ВП в летнем северном полушарии на 50км выше, чем в зимнем южном.

Наиболее вероятным объяснением этому является термосферный ветер, который направлен от летнего полушария к зимнему, поднимая слои ионосферы [30], и вызывая такую асимметрию в значениях ВП. Так же, в работе исследуется связь ВП с динамикой ионных температур и концентрацией ионов на уровне ВП. Приблизительно можно определить эту зависимость как линейную, с небольшим

«провалом» в ионных температурах, и, наоборот, повышенной концентрацией в полдень, на экваториальных широтах. Прогноз модели *IRI 2001* для исследуемого периода дает завышенные значения ВП в среднем на 300км днем и на 200км ночью. То же самое можно сказать и о модели Кутиева 2004 ТНМ, для экваториальных широт значения ВП должны быть 1200-1300км днем и ~1000км ночью (см. рис.1.11).

Наряду с исследованиями вариаций динамики ионосферы в целом, и ВП в частности, относительно регулярных изменений солнечной активности (11 летние циклы), очень большой интерес вызывают исследования изменения ионосферных параметров во время короткопериодных солнечных и геомагнитных возмущений.

Работа [25] посвящена изучению отклика внешней ионосферы на геомагнитную бурю 7-11 марта 2008г. по данным радара Аресибо. На всех этапах протекания бури суточная динамика ВП показывала 2 дневных пика, первый – во время полудня, и второй (меньше первого) – примерно через 6 часов. Такая картина наблюдалась также в значениях электронной концентрации  $n_e$ , и авторы объясняют это дневным, направленным вверх диффузионным потоком плазмы из максимума слоя *F2*. Во время основной фазы бури наблюдалось увеличение концентрации  $H^+$  и, как следствие, понижение дневных значений ВП в среднем на 100-120км.

На рис. 1.13 показан вклад основных ионов  $O^+$ ,  $H^+$  и  $He^+$  по данным радара НР Аресибо за 8-10 марта 2008г. Вклад ионов гелия не превышает 10-15%, и максимум его концентрации находится в области перехода между  $O^+$  и  $H^+$ . Из графиков также можно сделать вывод, что ВП в реальной ионосфере является, собственно говоря, не конкретной высотой, а диапазоном высот (областью перехода), внутри которой происходит смешивание  $O^+$  и  $H^+$  и смена преобладающей компоненты плазмы. Эта область может составлять порядка 150-200км ночью и 500-600км днем.

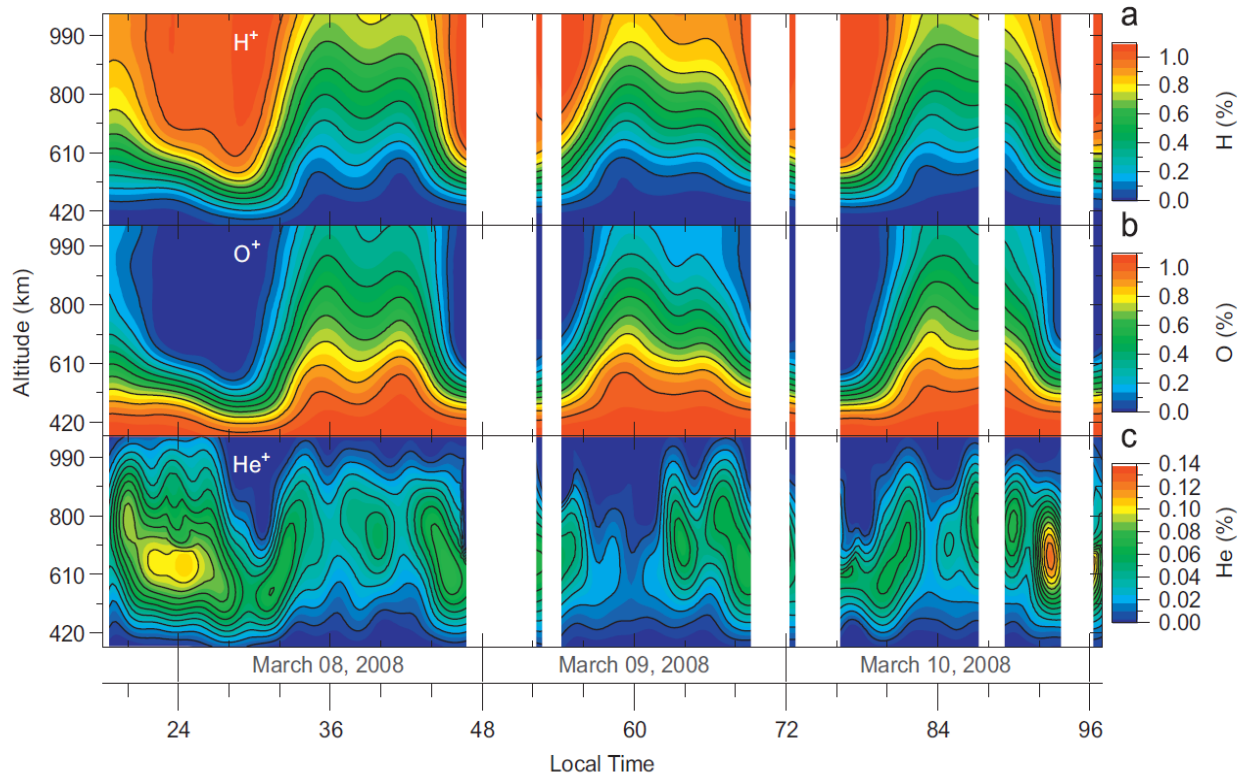


Рис.1.13. Относительный вклад основных ионов внешней ионосферы по данным радара HP Аресибо, 8-10 Марта 2008г.[25].

Согласно выводам монографий [3, 9], вклад ионов гелия в ионный состав внешней ионосферы считается незначительным, и лишь в редких случаях его содержание сопоставимо с ионами  $O^+$  и  $H^+$ . Однако, как показали исследования, проведенные на радаре HP Аресибо во время высокой солнечной активности, концентрация ионов  $He^+$  в области границы перехода, может даже превышать концентрацию  $O^+$  и  $H^+$  и становится преобладающей компонентой [26, 27]. В работе [27] проведены исследования ионного состава для 4-х периодов, близких к осеннему солнцестоянию, во время высокой и низкой солнечной активности.

На Рис.1.14 показаны графики зависимости концентрации трех основных компонент от высоты, 1988г. и 2001г. – при высокой солнечной активности, и 1995г. и 1997г. – при низкой солнечной активности. Как видно, концентрация ионов гелия сильно зависит от уровня солнечной активности, и во время высокой активности его максимум находится на высоте перехода  $O^+/H^+$ . Однако для спокойной геомагнитной обстановки тепловую плазму внешней ионосферы

вполне можно считать 2х компонентной, т.к. концентрация ионов гелия не превышает ~15%.

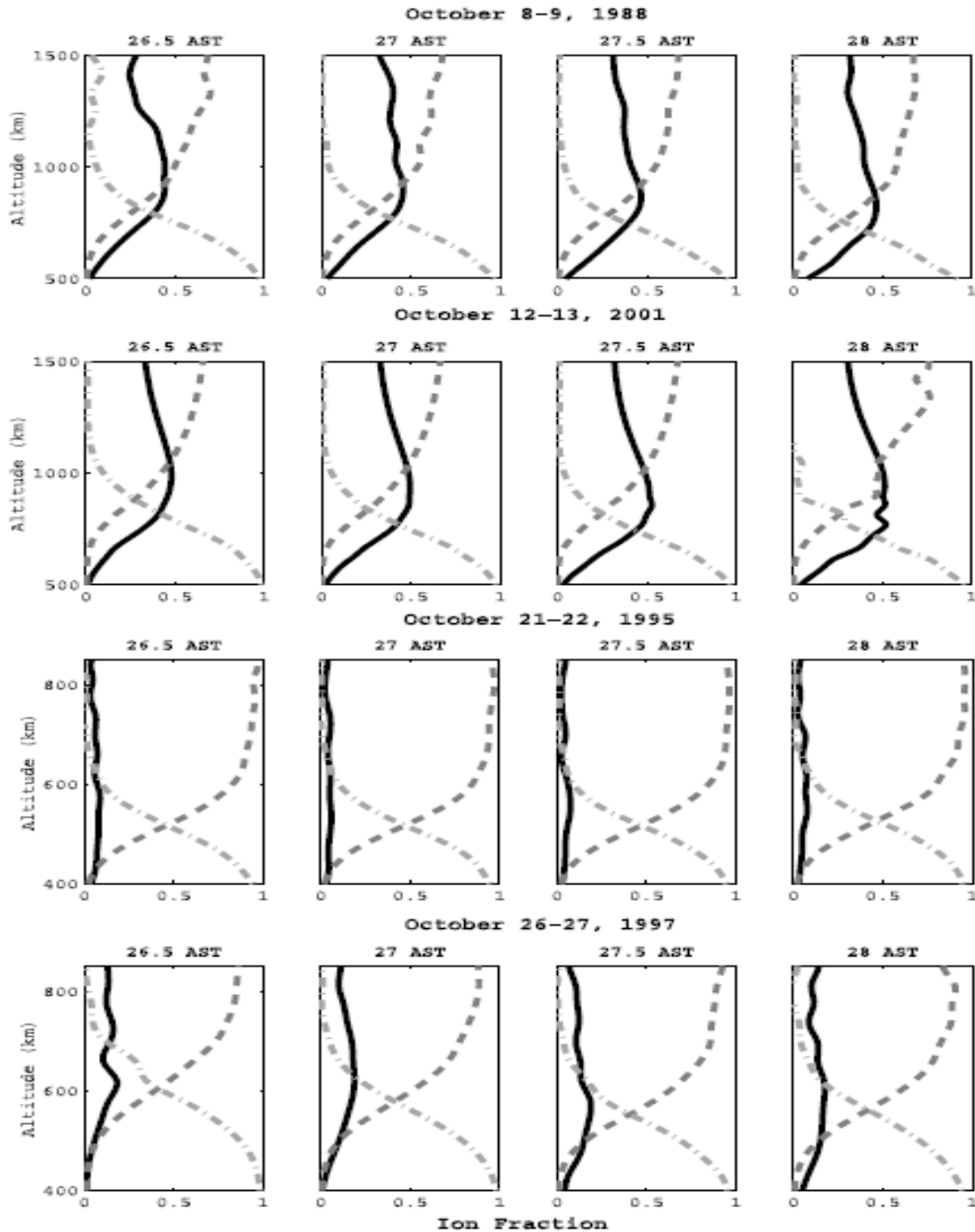


Рис.1.14. Относительный вклад ионов  $He^+$  (сплошная черная линия) по данным радара HP Аресибо во время высокой солнечной активности 1988г. и 2001г. (2 верхних ряда графиков) и низкой солнечной активности 1995г. и 1997г. (2 нижних ряда). Штриховой линией обозначен относительный вклад ионов  $H^+$ , а штрих-пунктирной – вклад ионов  $O^+$  [27].

## 1.5 Место радаров НР в современных исследованиях ионосферы

Если сравнивать между собой методы зондирования, применяемые для исследования ионосферы, то каждый из них обладает определенными преимуществами и недостатками. Ввиду существования главного максимума ионизации (слоя  $F_2$ ), зондирование ионосферы радиоволнами коротковолнового (КВ) диапазона позволяет получать информацию о концентрации плазмы только до высоты максимума снизу, при зондировании с Земли и, только выше максимума, при внешнем зондировании, когда ионозонды размещены на борту космических аппаратов. Для внешнего зондирования преимуществом является глобальный охват ионосферы, а недостатком является низкое временное разрешение. К сожалению, ни один из методов КВ зондирования не дает информацию о газовом составе внешней ионосферы.

Инструментами, которые позволяют получать данные во всем диапазоне высот ионосферы до высот порядка 1000км, являются радары некогерентного рассеяния [14]. Эти установки способны измерять концентрацию электронов и ионов, электронные и ионные температуры, а также скорость дрейфа плазмы. Недостатком радаров НР является высокая стоимость строительства и эксплуатации, что ограничивает число этих инструментов и, как следствие, глобальный охват измерений методом НР. Высокая стоимость эксплуатации радаров НР не позволяет проводить непрерывные измерения, число радаров НР мало, и только единицы из них могут проводить измерения на высотах более 1000км. В связи с этим, любой новый способ получения информации о параметрах внешней ионосферы с использованием радаров НР является востребованным, что подчеркивает актуальность настоящей диссертационной работы.

В настоящее время в мире насчитывается всего лишь одиннадцать обсерваторий оснащенных радарными НР [80]. Поскольку существующие радары НР строились в разное время, для разных задач и на разной элементной базе,

каждый из радаров является уникальным инструментом по местоположению, по типу конструкции и по используемому частотному диапазону. Мировым лидером по количеству радаров НР являются США. Американская меридиональная сеть радаров НР включает в себя 4 инструмента, расположенных на разных широтах: экватор и низкие широты – Джикамарка (Перу), Аресибо (Пуэрто-Рико); средние широты – Милстон Хилл (США); высокие широты – Сондерстрем (Гренландия). Ко второй группе можно отнести высокоширотные радары НР, расположенные в северной Европе – трехпозиционная установка EISCAT (Швеция, Норвегия, Финляндия) и ESR (о. Шпицберген), предназначенные для исследований процессов в высокоширотной ионосфере и ее взаимодействия с магнитосферой. В 2004-2008гг. США ввели в действие трехпозиционный модульный радар AMISR (Advanced Modular Incoherent Scatter Radar), компоненты которого размещены на Аляске и в Канаде, и одной из научных целей этого проекта является комплексное исследование полярной ионосферы.

Кроме Европы и США, действующие радары НР расположены на Украине (Харьков), в России (ИРНР) и в Японии (MU). Если посмотреть на карту расположения радаров, то видно, что мировая сеть радаров НР расположена очень неравномерно. Иркутский и японский радары заполняют лишь частично огромную долготную «брешь» в этой сети. Очевидно, что любые новые данные о составе и динамике ионосферы, полученные на ИРНР, являются уникальными.

Радары НР позволяют получать наиболее полную информацию о структуре и динамике ионосферы, причем в отличие от других средств наземной диагностики, они являются «всепогодными» инструментами, и обладают наиболее высоким временным и пространственным разрешением ионосферных измерений.

Особенно стоит подчеркнуть, что каждый из радаров НР является уникальной установкой, использующей свой частотный диапазон и имеющей уникальную антенную систему. Это позволяет развивать на каждой установке оригинальные методы измерений и создавать новые типы радиофизической диагностики, с использованием современных технологий формирования и приема сигналов. В этой связи, разработанный в рамках настоящей диссертации метод является

расширением возможностей метода НР с использованием уникальных характеристик ИРНР и дополнительных средств диагностики ионосферы. Тенденция к комплексному использованию данных разных диагностических средств является основой всей экспериментальной науки последних десятилетий. Несмотря на высокую стоимость измерений методом НР и малое число этих установок, радары НР являются важной составной частью современной экспериментальной геофизики. Радары НР выполняют функцию эталонных систем, по данным которых производится калибровка и развитие других радиофизических методов диагностики, в частности, с использованием диагностических инструментов космического базирования.

Активно развиваемый в последние десятилетия, спутниковый мониторинг верхней атмосферы Земли вносит существенное дополнение в банк данных о распределении параметров ионосферы и нейтральной атмосферы, однако, низкое временное разрешение, обусловленное редкими пролетами спутников над исследуемыми регионами земной поверхности, не позволяет исследовать в полной мере по спутниковым данным динамику различных областей верхней атмосферы. Этот недостаток спутниковых систем отчасти компенсируется увеличением числа однотипных спутников в группировках. В настоящей работе в качестве дополнительных, к данным ИРНР, используются данные глобальных карт полного электронного содержания в формате IONEX [43,56], созданных по результатам измерений сигналов спутников GPS.

С развитием глобальных навигационных систем (GPS и ГлоНаСС), эти системы стали использоваться для дополнительных исследовательских целей. С помощью спутников GPS можно определять полное электронное содержание (ПЭС) от поверхности Земли до высоты орбиты (~20000км). По этим данным создаются глобальные карты ПЭС для всего Земного шара [43, 48, 56]. Полное электронное содержание определяется количеством электронов в вертикальном столбе площадью  $1\text{ м}^2$ , и измеряется в единицах TECU (Total Electron Content Unite).  $1\text{ TECU} = 10^{16}\text{ м}^{-2}$ . Одной из основных целей данной диссертационной работы является объединение данных GPS с данными ИРНР, для получения

характеристик внешней ионосферы, которые недоступны для прямых измерений ИРНР выше 700км. Такое использование данных разных диагностических средств является наиболее перспективным в современной экспериментальной геофизике.

## 1.6 Выводы

Если суммировать результаты обзора работ, представленных в Главе 1, то, с точки зрения целей настоящей диссертационной работы, можно выделить следующие основные положения.

- Исследование параметров внешней ионосферы является сложной и комплексной задачей, как в связи с недостатком экспериментальных данных, так и вследствие того, что процессы на границе сред с разными свойствами являются крайне динамичными, и переходная область ионосфера/плазмосфера имеет сложную структуру и динамику.

- Имеет место множество факторов, ответственных за наблюдаемые вариации масштабной высоты и высоты перехода  $O^+/H^+$ , включая регулярные вариации день-ночь, сезонные вариации, вариации в зависимости от уровня солнечной активности и вариации, вызванные различием условий в сопряженных концах силовых линий магнитного поля Земли.

- Масштабная высота внешней ионосферы существенно зависит от параметров термосферного нейтрального ветра, который должен обязательно учитываться при моделировании и при определении производных параметров, получаемых из данных ИРНР. Поэтому в проводимых нами исследованиях мы делаем четкое разделение диффузионных и внешних динамических процессов, ответственных за динамику масштабной высоты.

- Для моделирования внешней ионосферы существует ряд теоретических и полуэмпирических подходов, использующих в качестве источника разные ряды экспериментальных данных, однако результаты моделирования в них существенно отличаются, что говорит о сложности данной научной проблемы и актуальности ее дальнейшего развития.

## ГЛАВА 2

### МОДЕЛЬ ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЫ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА ВЫСОТЫ ПЕРЕХОДА $O^+ / H^+$

#### 2.1 Экспериментальные данные

Основой для проводимых исследований являются данные Иркутского радара некогерентного рассеяния (ИРНР). Радар был создан на базе радиолокационной станции «Днепр», которая была передана по конверсии в распоряжение ИСЗФ СО РАН в 90-е годы прошлого века [5]. Это единственный радар такого типа в РФ, он внесен в список уникальных научных установок России. Географически ИРНР расположен в 120км к северо-западу от Иркутска (52°с.ш., 103°в.д.), что обуславливает его возможности по исследованию среднеширотной ионосферы в регионе Восточной Сибири. Основные характеристики радара приведены в таблице 2.

Основным отличием ИРНР от других радаров некогерентного рассеяния является конструкция антенной системы, позволяющая излучать сигналы только с одной линейной поляризацией. Это создает специфические особенности при определении профиля концентрации электронов и температуры плазмы [57].

Вследствие эффекта Фарадея, линейно поляризованная волна, распространяясь в плазме, в присутствии магнитного поля, меняет вектор поляризации, что приводит к замиранию сигнала в случае, когда поляризации волны и антенны ортогональны. Для измерения этих вариаций требуется использовать при зондировании относительно короткие импульсы с ограниченной мощностью, что накладывает ограничение на возможность регистрации сигналов с больших высот. Максимальная высота определения концентрации электронов также зависит от абсолютных значений плотности электронов и, следовательно, изменяется в зависимости от времени суток и уровня солнечной активности в диапазоне 600-1000км.

Рабочие частоты	154 - 162 МГц
Импульсная мощность	2.5 - 3.2 МВт
Длительность импульсов	70 - 820 мкс
Частота повторения импульсов	24.4 Гц
Коэффициент усиления антенны	38 дБ
Шумовая температура системы	440° К

Таблица 2. Основные характеристики ИРНР.

Однако эффект Фарадея дает и определенные преимущества. Используя свойство волны менять поляризацию при прохождении через плазму в магнитном поле (т.е. эффект Фарадея), можно однозначно определять электронное содержание на пути следования волны от поверхности Земли до любой точки полного замирания сигнала. Таким образом, зная количество минимумов в профиле мощности, измеряемом на ИРНР, можно определять полное электронное содержание до высоты последнего минимума.

Примеры типичных профилей мощности ИРНР представлены на рис.2.1. Количество минимумов зависит от уровня электронной концентрации: чем она выше, тем больше точек замирания сигнала. В связи с этим, при низкой электронной концентрации, могут возникать трудности с определением точек замирания сигнала.

Фаза Фарадеевского вращения пропорциональна интегралу от  $n_e$  и вычисляется по формуле:

$$\Omega(h_x) = \frac{1}{\gamma} \int_0^{h_x} n_e(h) dh, \quad (2.1)$$

где  $h_x$  – высота, до которой вычисляется электронное содержание. Для средних широт можно считать, что коэффициент пропорциональности  $\gamma$  не изменяется с высотой, т.к. геомагнитные линии в пределах ионосферы почти вертикальны, и

равен  $\gamma = \frac{e^3 B_0 \cos \alpha}{2 \varepsilon_0 m_e^2 \omega^3}$ . Здесь  $e$  – заряд электрона,  $B_0$  – напряженность магнитного

поля Земли,  $\alpha$  – угол между волновым вектором  $k$  и вектором магнитного поля,  $\varepsilon_0$  – диэлектрическая проницаемость вакуума,  $m_e$  – масса электрона,  $\omega$  – частота радиоволны.

Из рис.2.1 видно, что минимумы «заканчиваются» примерно на высоте около 500км, поэтому мы можем надежно определять электронное содержание только до этих высот, что соответствует высоте выше максимума слоя  $F2$  на 200-300км. Для электронного содержания в  $n$  «горбах», начиная со второго, по данным измерений ИРНР справедливо выражение:

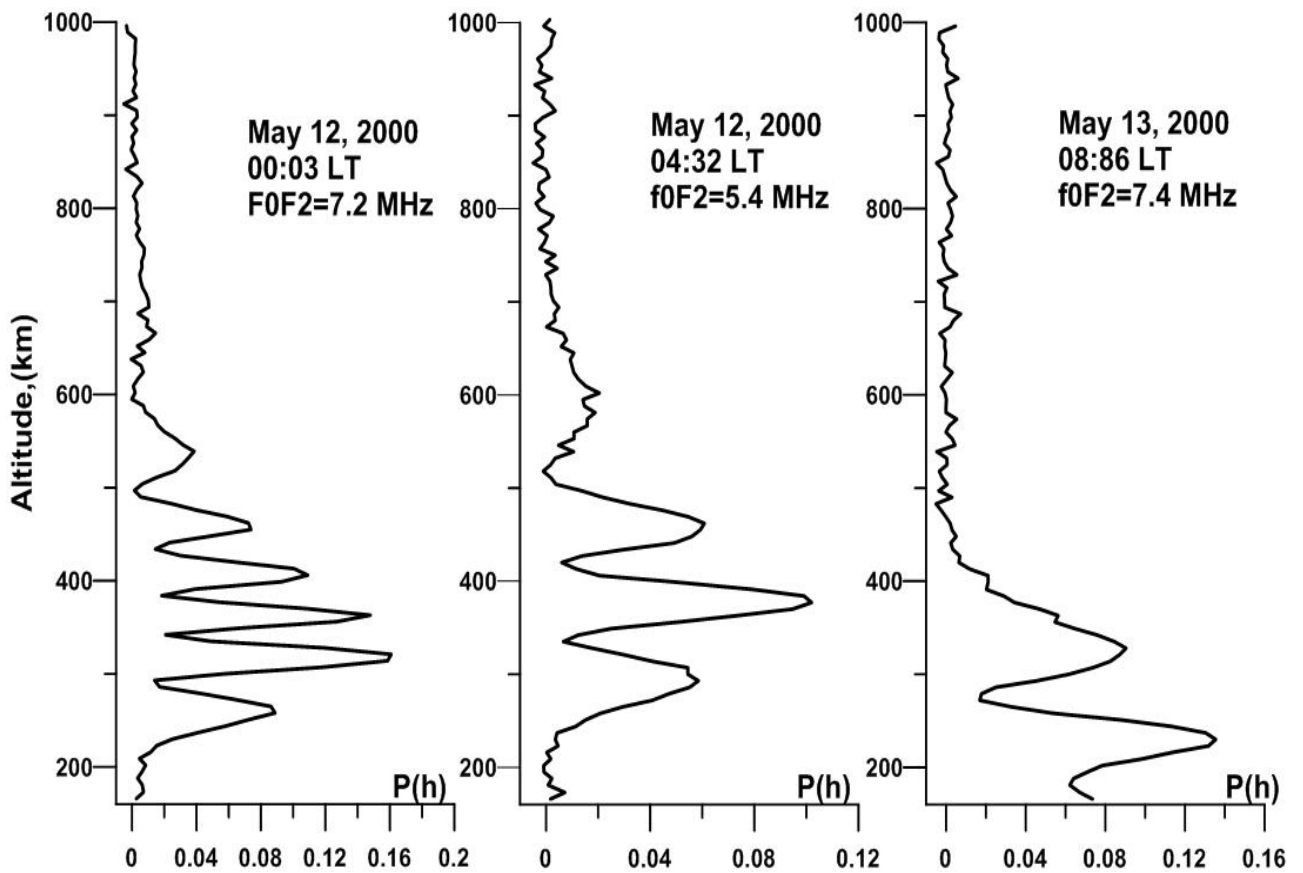


Рис. 2.1. Примеры профилей мощности ИРНР.

$$TEC_F = 0,91 \times (0,5 + n) \times \pi. \quad (2.2)$$

Величина  $TEC_F$  имеет размерность TECU.

Угол поляризации первого минимума равен  $\pi/2$ . Несмотря на местные отражения от боковых лепестков диаграммы ИРНР, которые определяют нижнюю границу возможных измерений (~165км), первый минимум всегда присутствует на Фарадеевском профиле Иркутского радара НР и  $TEC_F$  можно однозначно вычислить.

Кроме электронного содержания (2.2), получаемого на ИРНР, в настоящей диссертации нами используется профиль электронной концентрации, рассчитанный по данным ИРНР по методике, изложенной в работе [55]. Данная методика дает хорошую точность до высот ~550км практически для любых ионосферных условий, поэтому интервал высот выше максимума  $h_m F2$  до 550км использовался нами для расчета масштабной высоты кислородной плазмы. Здесь мы предполагаем, что в данном интервале высот плазма состоит только из ионов  $O^+$ , что соответствует результатам большинства моделей (например *IRI*) и экспериментальным данным.

Основной идеей разработанного метода является совместное использование данных разных диагностических средств. Для этой цели нами были использованы данные спутниковой системы GPS, сигнал которых также проходит через исследуемую область и дает информацию о полном электронном содержании.

Данные GPS обычно представлены в виде глобальных карт ПЭС в формате IONEX [43,56]. Эти карты находятся в открытом доступе в сети Интернет, их точность оценивается в 1TECU, а временное разрешение составляет 2 часа. Полное электронное содержание дается в вертикальном столбе сечением  $1\text{м}^2$  от Земли до высоты пролета спутника GPS, которая составляет ~20 000км.

## 2.2 Модель внешней ионосферы

Чтобы объединить данные ПЭС GPS и ИРНР, необходима соответствующая модель внешней ионосферы. В рамках диссертационной работы нами была разработана модель внешней ионосферы, в которой использованы элементы модели, предложенной в работе [62]. Основные элементы данной модели изложены в работах [11, 58]. В модели для описания профиля внешней ионосферы используется модифицированный слой Чепмена, где высота перехода  $O^+/H^+$  включена как параметр. Предполагается, что тепловая плазма внешней ионосферы состоит из 2х компонент: ионов  $O^+$  и  $H^+$ . Основным принципом такой модели является распределение каждой из компонент плазмы во внешней ионосфере с разной масштабной высотой. В качестве масштабной высоты атомарного кислорода  $H_{O^+}$  мы будем использовать вертикальную масштабную высоту, которая определяется по экспериментальным данным ИРНР из профиля электронной концентрации. Зависимость такой масштабной высоты от температурного градиента, скорости диффузии и меридионального нейтрального ветра была детально рассмотрена нами в разделе 1.3. Выражение для эффективной (измеряемой) масштабной высоты имеет вид:

$$\begin{aligned} \frac{1}{H_{eff}} &= \frac{1}{H} + \frac{1}{l} \\ \frac{1}{H} &= \frac{1}{H_p} + \frac{\partial}{\partial h} \ln T_p + \frac{1}{l} \\ \frac{1}{l} &= \frac{V_{\parallel} - U \cos I}{D \sin I} \end{aligned} \quad (2.3)$$

Таким образом, в нашей модели для описания профиля внешней ионосферы мы используем модифицированный слой Чепмена с масштабной высотой, измеряемой по данным ИРНР. Масштабную высоту мы определяем в нижней части внешней ионосферы, на высотах 350-550км, полагая, что на этих высотах плазма состоит почти на 100% из ионов кислорода. В области смены преобладающей компоненты, т.е. в окрестности ВП  $O^+/H^+$ , мы вводим специальную область перехода, которая отвечает за плавную, экспоненциальную

смену ионного состава. Выше этой области считаем, что плазма состоит только из легких ионов водорода и гелия.

Разница между масштабной высотой кислородной плазмы и масштабной высотой водородной плазмы регулируется коэффициентом  $M$  – массовым фактором:

$$N_{H^+} = M \cdot N_{O^+} . \quad (2.4)$$

Состав плазмы выше переходной области не является чисто водородным, т.к. здесь также присутствуют ионы гелия, но для удобства записи будем считать  $N_{H^++He^+} = N_{H^+}$ . Наличие ионов гелия в формуле (2.4) также учитывается массовым фактором  $M$ .

Область перехода имеет конечные размеры, поэтому в модели необходимо задать область смешивания различных компонент. Чтобы рассмотреть размер области смешивания  $O^+/H^+/He^+$ , мы вводим в модель масштабную высоту переходной области  $H_T$ , которая определяет коэффициент экспоненциального изменения  $O^+$  и  $H^+$ , причем  $H_T$  одинакова для обеих компонент. В качестве базовой формулы для описания профиля каждой из компонент, мы будем использовать выражение (1.18) для простого слоя Чепмена в виде:

$$n_0(h) = N_m \exp(1 - z - e^{-z}), \quad (2.5)$$

где  $N_m$  - концентрация в максимуме слоя  $F2$ ,  $z = \frac{h - h_m}{H_{O^+}}$ ,  $h_m$  - высота максимума

слоя. Высота перехода  $O^+/H^+$  определяется как высота, на которой концентрации ионов кислорода и водорода равны  $n(O^+) = n(H^+)$ . Так же,

аналогично с (2.5) введем параметр  $z_T = \frac{h - h_T}{H_T}$ , где  $h_T$  - высота перехода  $O^+/H^+$ .

Теперь можно записать выражения для распределения каждой компоненты выше и ниже ВП. Для ионов кислорода имеем:

$$n_{O^+}(h) = \begin{cases} n_0(h) \left(1 - \frac{1}{2} e^{-z_T}\right); & h \leq h_T \\ n_0(h_T) \cdot \frac{1}{2} e^{-z_T}; & h > h_T \end{cases} \quad (2.6)$$

Подобным образом, для ионов водорода:

$$n_{H^+}(h) = \begin{cases} n_0(h) \cdot \frac{1}{2} e^{-z_T}; & h \leq h_T \\ n_0(h_T) \cdot \left( \exp\left(-\frac{h-h_T}{H_{H^+}}\right) - \frac{1}{2} e^{-z_T} \right); & h > h_T \end{cases} \quad (2.7)$$

Складывая (2.6) с (2.7) получим выражение для суммарной концентрации:

$$n_{O^+ + H^+}(h) = \begin{cases} n_0(h); & h \leq h_T \\ n_0(h_T) \cdot \exp\left(-\frac{h-h_T}{H_{H^+}}\right); & h > h_T \end{cases} \quad (2.8)$$

В уравнении (2.8) отсутствует зависимость от  $H_T$ . Это означает, что размер переходной области не влияет на положение самой высоты перехода  $h_T$ , и это свойство модели является важным для построения методики определения  $h_T$ . Следует отметить, что ни одна из ранее используемых моделей, описанных в главе 1, не дает такого простого и гладкого перехода между компонентами плазмы вблизи ВП.

На Рис.2.2 представлены распределения компонент ионного состава согласно выражениям (2.6 -2.8). На рис.2.3 приведено сравнение переходной области по данной модели с экспериментальными данными радара Аресибо [27]. Из сравнения видно, что модель дает хорошее качественное описание области перехода. Это ожидаемый результат, поскольку экспоненциальная зависимость переходных областей в газах является естественной для диффузионных процессов и является одним из решений уравнения диффузии.

Все параметры (за исключением  $h_T$ ), входящие в (2.8) могут быть измерены с помощью ИРНР. Для расчетов мы разделили всю область ионосферы на 3 условных области: ниже максимума концентрации слоя  $F2$  или последней точки замирания профиля мощности (область  $TEC_F$ ), выше этой высоты и ниже  $h_T$  (область  $TEC2$ ), выше  $h_T$  (область  $TEC3$ ). Для определения кислородной масштабной высоты  $H_{O^+}$  в области  $TEC2$  мы используем аппроксимацию измеренного профиля концентрации, функцией линейной регрессии по формуле (1.32).

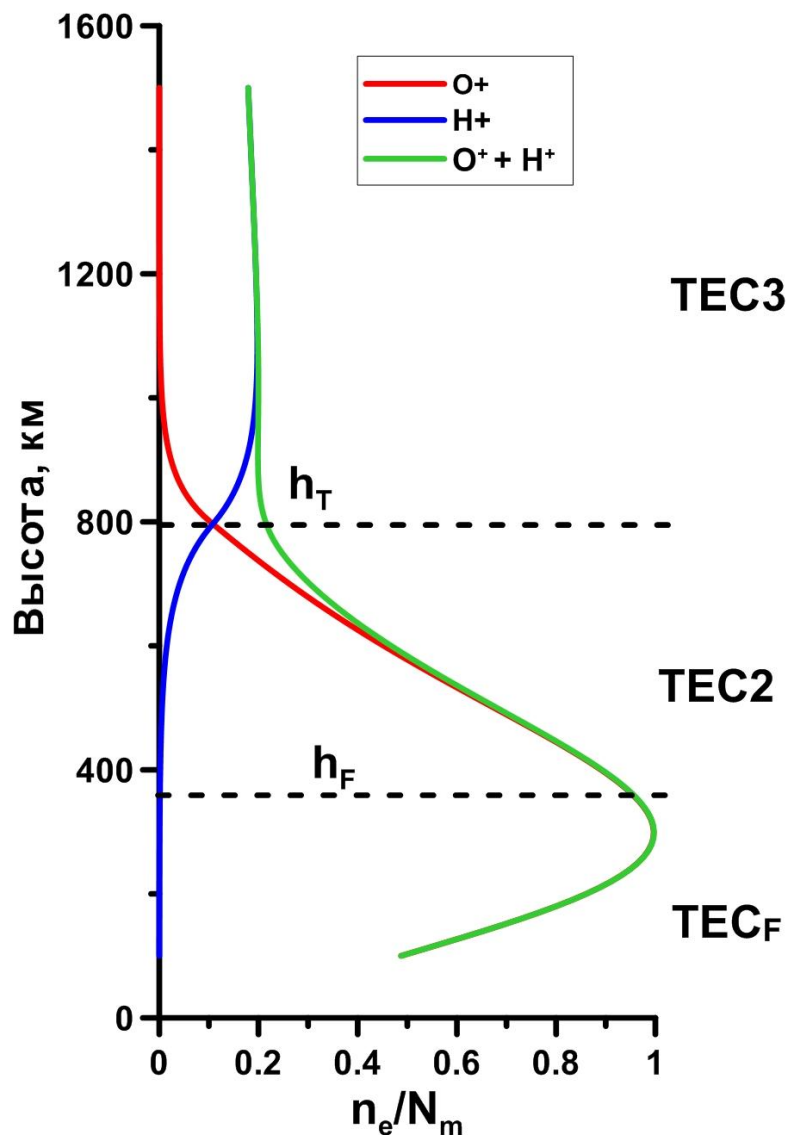


Рис.2.2. Распределение основных компонент внешней ионосферы.

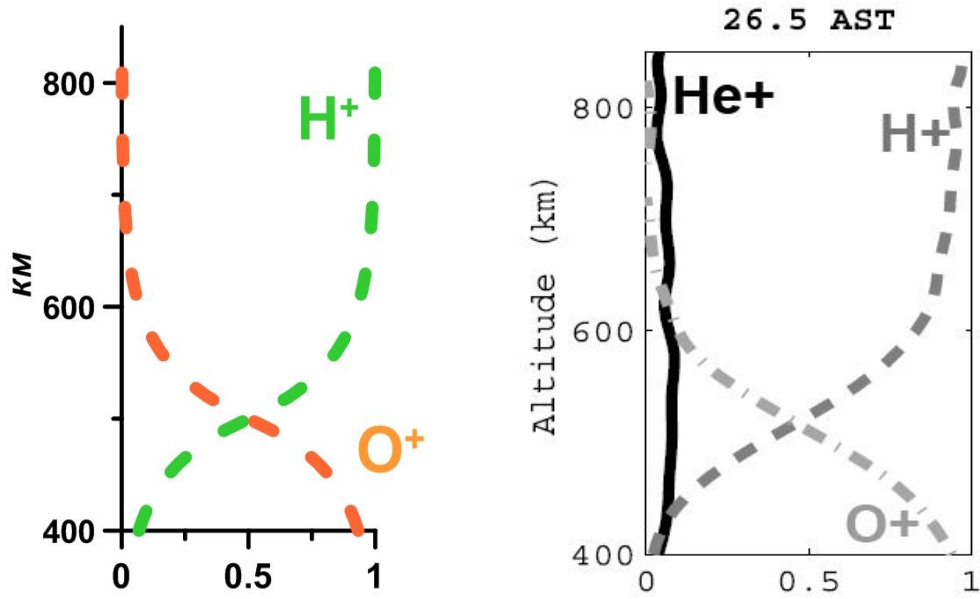


Рис.2.3. Сравнение области в которой происходит смена преобладающей компоненты с ионов  $O^+$  на ионы  $H^+$  и  $He^+$  согласно предложенной нами модели (слева) и данных радара НР в Аресибо (справа).

На высотном интервале  $TEC2$ , функцию простого Чепменовского слоя можно упростить и записать как:

$$\tilde{n}_0(h) = N_m \exp(1 - z) . \quad (2.9)$$

Тогда, используя выражение для линейной регрессии (1.32), получим:

$$\tilde{n}_0(h) = N_m \exp(1 - z) = \exp(ah + b) . \quad (2.10)$$

Коэффициенты  $a$  и  $b$  – коэффициенты линейной регрессии, которые мы рассчитываем в диапазоне высот от  $\sim 350$ км до 550км. Коэффициенты  $a$  и  $b$  связаны с масштабной высотой кислородной плазмы следующими соотношениями:

$$a = -\frac{1}{H_{O^+}} \quad (2.11)$$

$$b = \ln(N_m) + 1 + \frac{h_m}{H_{O^+}} ,$$

где  $h_m$  - высота и  $N_m$  концентрация в максимуме  $F2$  слоя. Таким образом, для  $TEC2$  получим:

$$TEC2 = \frac{1}{a} \times (\exp(ah_T + b) - \exp(ah_F + b)) . \quad (2.12)$$

Используя выражение (2.7) для высот выше  $h_T$  можно записать выражение для  $TEC3$ :

$$\begin{aligned} TEC3 &= \int_{h_T}^{h_{GPS}} \exp\left(ah_T + b - \frac{h - h_T}{H_{H^+}}\right) dh = \\ &= \frac{M}{a} \cdot \left( \exp\left(\frac{a}{M} \left( \int_{h_T}^{h_{GPS}} dh \right) + ah_T + b\right) - \exp\left(ah_T + b + \frac{a}{M} (h_{GPS} - h_T)\right) \right) = , \quad (2.13) \\ &= \frac{M}{a} \cdot \exp\left(\frac{a}{M} h_T\right) \left( \exp\left(\frac{a}{M} \int_{h_T}^{h_{GPS}} dh\right) - \exp\left(b + \frac{a}{M} (h_{GPS} - h_T)\right) \right) \end{aligned}$$

В сравнении с высотой пролета спутников  $GPS$  (20000 км), высота  $h_T$  мала (порядка 5%), и, поэтому, в показателе последней экспоненты в формуле (2.13) можно использовать ее среднее значение  $h_{T_0} \approx 1000 \text{ км}$  в качестве константы.

Тогда выражение для  $TEC3$  можно записать в виде:

$$TEC3 = \frac{M}{a} \cdot \exp\left(\frac{a}{M} h_T\right) \left( \exp\left(\frac{a}{M} \int_{h_T}^{h_{GPS}} dh\right) - \exp\left(b + \frac{a}{M} (h_{GPS} - h_{T_0})\right) \right) \quad (2.14)$$

Сумму электронного содержания во всех трех областях теперь можно приравнять к полному электронному содержанию, которое мы получаем по данным карт ПЭС GPS:

$$TEC_{GPS} = TEC_F + TEC2 + TEC3. \quad (2.15)$$

Подставим теперь в (2.15) выражения (2.12) и (2.14):

$$\begin{aligned} TEC_{GPS} &= \frac{1}{a} \times (\exp(ah_T + b) - \exp(ah_F + b)) + \\ &+ \frac{M}{a} \cdot \exp\left(\frac{a}{M} h_T\right) \left( \exp\left(\frac{a}{M} \int_{h_T}^{h_{GPS}} dh\right) - \exp\left(b + \frac{a}{M} (h_{GPS} - h_{T_0})\right) \right) + TEC_F \end{aligned} \quad (2.16)$$

Единственной неизвестной величиной здесь является  $h_T$ . Преобразуя (2.16), можно однозначно определить  $h_T$  и записать для нее выражение:

$$h_T = \frac{1}{a} \ln \left( \frac{a (TEC_{GPS} - TEC_F) \exp\left(\frac{a}{M} h_F + b\right)}{\exp\left(\frac{a}{M} \int_{h_T}^{h_{GPS}} dh\right) \left(1 + M - \frac{a}{M} (h_{GPS} - h_{T_0})\right)} \right). \quad (2.17)$$

Рассматриваемая модель внешней ионосферы требует, чтобы концентрация на высоте  $h_T$  была больше нуля. То есть, условие  $h_T < -\frac{b}{a}$  является условием применимости модели. Согласно выражению (2.11), кислородная масштабная высота является величиной, обратно пропорциональной первому коэффициенту линейной регрессии  $a$ . Используя выражение (2.3), в котором определено влияние динамических факторов на масштабную высоту для высоты перехода можно записать:

$$\left\{ \begin{array}{l} h_T = \frac{1}{a} \ln \left( \frac{a (TEC_{GPS} - TEC_F) + \exp(h_F + b)}{\exp \left( \left[ 1 + M - \frac{a}{M} (h_{GPS} - h_{T_0}) \right] \right)} \right) \\ a = -\frac{1}{H_{O^+}} = -\frac{1}{H_{eff}} = \frac{1}{H} + \frac{1}{l} \\ \frac{1}{H} = \frac{1}{H_p} + \frac{\partial}{\partial h} \ln T_p \\ \frac{1}{l} = \frac{V_{\parallel} - U \cos I}{D \sin I} \end{array} \right. . \quad (2.18)$$

Из выражения (2.18) видно, как на результаты расчета высоты перехода  $h_T$  влияют внешние динамические факторы: меридиональный нейтральный ветер и градиент температуры. Как уже говорилось, величины  $\frac{1}{H}$  и  $\frac{1}{l}$  являются сопоставимыми, поэтому результаты теоретического моделирования в приближении диффузионного равновесия будут давать завышенные значения  $h_T$ .

### 2.3 Оценка точности метода ИРНР – GPS

Точность методики определения высоты перехода определяется точностью определения параметров, входящих в уравнение (2.18). В нашей модели, для каждого высотного интервала мы используем различные методы расчета ПЭС. Наиболее высокой надежностью обладают данные поляризационных замираний,

поэтому точность определения ПЭС в области  $TEC_F$  является самой высокой, и погрешность здесь не превышает  $0.5TECU$ .

Основная погрешность метода содержится в ошибках определения масштабной высоты по экспериментальному профилю концентрации ИРНР и стандартные ошибки карт ПЭС (область  $TEC_2$ ,  $TEC_3$  и  $TEC_{GPS}$ ). По своей сути, карты ПЭС, задающие значения  $TEC_{GPS}$  являются данными реанализа, технология которого [43] дает среднюю погрешность карт в формате IONEX порядка  $\pm 1TECU$ . Некоторые исследователи предполагают еще большую погрешность  $\pm 3TECU$ . Связанное с этой ошибкой среднеквадратичное отклонение значений  $h_T$ , рассчитанной по методике (2.18) составляет  $\pm 80$ км, т.е. для типичных значений высоты перехода 800-1200км, ошибка не превышает 10%.

Ошибки определения масштабной высоты зависят от точности расчетов профиля электронной концентрации в стандартной методике обработки [12], которая зависит от соотношения сигнал/шум экспериментальных профилей мощности на ИРНР. Для минимизации погрешности определения кислородной масштабной высоты  $H_{O^+}$  по профилю концентрации в области  $TEC_2$ , мы используем интервал высот 350-550км. В этом интервале высот стандартное отклонение для величины  $H_{O^+}$  составляет 3-5% днем и 5-10% ночью. Ошибка зависит от уровня абсолютной концентрации внешней ионосферы, и в случае очень низкой концентрации электронов эта ошибка, очевидно, возрастает. Поскольку масштабная высота определяется как некий средний параметр профиля  $n_e(h)$  на интервале высот, то указанная точность 3-10% может быть использована как точность задания масштабной высоты. На рис.2.4. Представлен график масштабной высоты и соответствующие величины среднеквадратичного отклонения.

Также нами рассматривалось, какое влияние на значения высоты перехода оказывает учет примеси ионов гелия  $He^+$ . В расчетах мы рассматривали

экстремальный вариант  $M = 12.31$ , который соответствует  $\frac{N(He^+)}{N(H^+)} = \frac{1}{10}$  везде

выше области перехода.

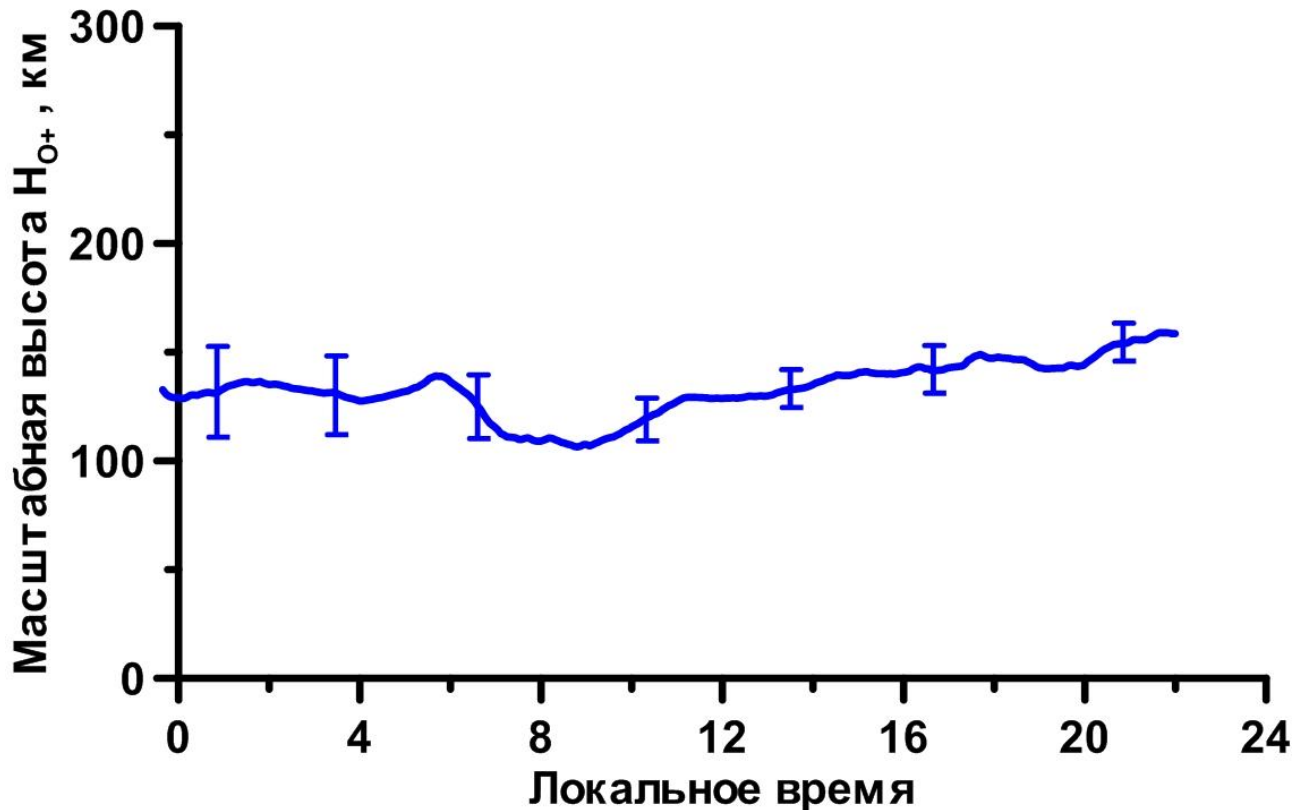


Рис.2.4. Стандартное отклонение масштабной высоты  $H_{O+}$  для 16 марта 2000г.

Из выражения (2.18) видно, что все указанные факторы ошибки, кроме масштабной высоты ( $H_{O+} = -\frac{1}{a}$ ) входят в него под знаком логарифма.

Следовательно, ошибки вследствие неточности карт ПЭС и присутствия ионов гелия будут менее критичны по сравнению с ошибкой определения масштабной высоты, которая входит в (2.18) линейно.

На рис. 2.5 приводятся стандартные отклонения для расчетов ВП за 16 марта 2000г., это отклонение включает в себя неопределенность  $\pm 3TECU$  в данных карт ПЭС GPS и ошибку, связанную с определением масштабной высоты  $H_{O+}$  в области TEC2.

Погрешность в данных ПЭС GPS может быть уменьшена для нашей методики ИРНР-GPS после 2011г., т.к. после 2011г. могут быть использованы данные прямых измерений на приемнике GPS в Иркутске. Использование таких данных

является перспективным направлением в тестировании нашей модели внешней ионосферы и методики определения высоты перехода  $O^+/H^+$ .

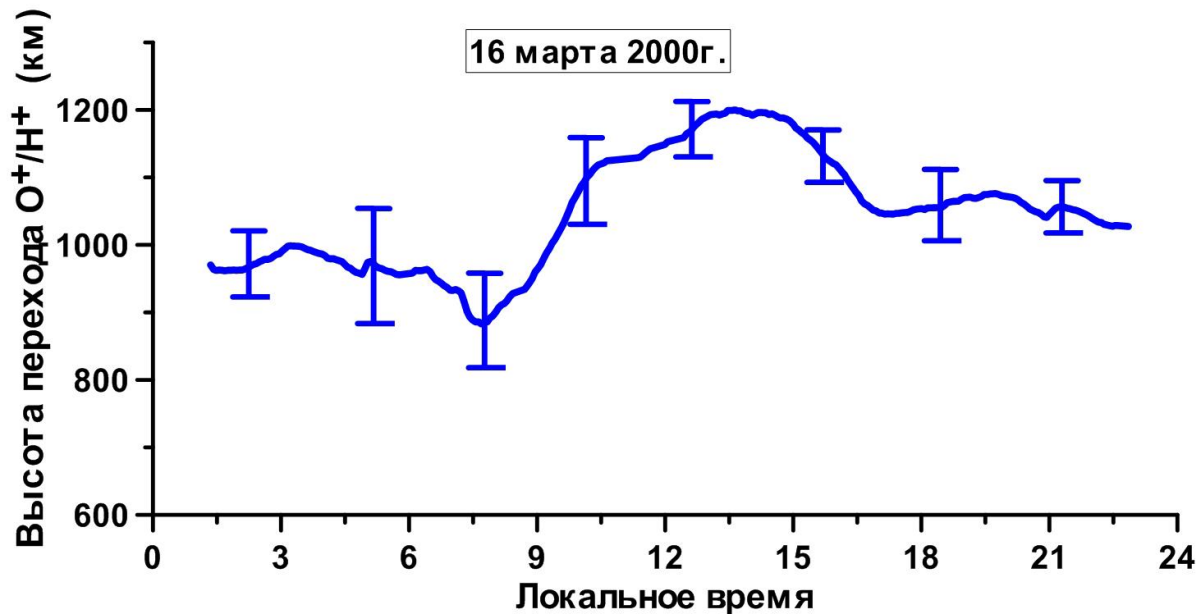


Рис.2.5. Стандартное отклонение высоты перехода  $O^+/H^+$  рассчитанной по методике ИРНР-GPS для 16 марта 2000г.

## 2.4 Выводы

В Главе 2 диссертационной работы разработана модель области перехода между ионосферой и плазмосферой, учитывающая распределение парциальных концентраций атомарного кислорода и атомарного водорода через масштабную высоту переходной области. Данная модель имеет хорошее качественное соответствие с результатами реальных данных радара НР Аресибо.

На основе разработанной модели, а также совместного использования данных Иркутского радара некогерентного рассеяния и карт полного электронного содержания GPS разработан метод определения высоты перехода  $O^+/H^+$ , который не зависит от масштабной высоты переходной области. Метод позволяет исследовать динамику границы перехода  $O^+/H^+$  на высотах, где прямые измерения на ИРНР невозможны.

## ГЛАВА 3

### ВАРИАЦИИ МАСШТАБНОЙ ВЫСОТЫ ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЫ И ВЫСОТЫ ПЕРЕХОДА $O^+ / H^+$ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ ИРНР-GPS

Как отмечалось выше, изучение внешней ионосферы в Восточно-Сибирском регионе имеет важное значение для исследования и понимания глобального состояния и динамики системы ионосфера - плазмосфера. Ионосфера подвержена влиянию множества пространственных и временных вариаций. Наиболее значимыми являются широтные вариации, в соответствии с которыми ионосферу делят на экваториальную, среднеширотную и высокоширотную. Стандартными параметрами принято считать параметры среднеширотной ионосферы, которая соответствует диапазону широт  $30^\circ$ - $55^\circ$ . ИРНР расположен на географической широте  $53^\circ$  с.ш., однако геомагнитная широта ИРНР (относительно геомагнитного экватора) в рассматриваемый период 1998-2005гг составляла  $\sim 44^\circ$  с.ш., и с точки зрения ионосферной динамики, - это классическая среднеширотная ионосфера.

К регулярным вариациям ионосферы мы будем относить вариации, связанные с циклами солнечной активности, сезонные вариации, связанные с углом наклона земной оси к плоскости эклиптики, а также короткопериодные вариации «день-ночь». К спорадическим вариациям можно отнести вариации связанные с изменением геомагнитной обстановки.

В главе 3 настоящей диссертационной работы будут исследоваться вариации масштабной высоты внешней ионосферы и высоты перехода  $O^+ / H^+$ , полученные по данным ИРНР-GPS в разных гелио-геофизических условиях. Полученные результаты будут сопоставлены с данными других источников, включая данные измерений на других радарх ИР и данные моделей, описанных в главе 1.

### 3.1 Вариации масштабной высоты

Как было описано в главе 1, для определения масштабной высоты разные группы исследователей используют различные способы. В работе нашей группы мы используем эффективную масштабную высоту  $H_{eff}$ , в которой учитывается градиент плазменной температуры и наличие потока плазмы вдоль геомагнитного поля [13].

Регулярные измерения на ИРНР в рамках международного геофизического календаря проводятся с конца 90-х годов, и за это время была накоплена большая база данных, которая включает в себя весь 23-й цикл солнечной активности. Каждый год содержит около 30 дней измерений, которые обычно сосредоточены вблизи реперных сезонных точек солнцестояния и равноденствия, либо во время сильных геомагнитных возмущений. Данные имеют временное разрешение 2-10мин, и пространственное разрешение по высоте 15-30км. В составе комплекса вторичной обработки данных ИРНР, основная идея которого изложена в работах [12, 55], в рамках диссертационной работы был создан программный модуль для расчета масштабной высоты, и был обработан массив данных с 1998г. по 2005г. Для исследований постоянных сезонных вариаций данные были разбиты на 4 группы: весеннее и осеннее равноденствие, зимнее и летнее солнцестояние. Временное отклонение от этих дней может составлять  $\pm 20$  дней.

Для исследования изменчивости масштабной высоты в зависимости от солнечной активности данные были разбиты на 2 группы: с высокой ( $F10.7 \sim 200$ ) и низкой ( $F10.7 \sim 100$ ) солнечной активностью. Для исследования вариаций связанных с уровнем геомагнитной активности данные были сгруппированы по уровню индексов  $k_p$  или  $A_p$ , первый характеризует возмущенность геомагнитного поля в логарифмической шкале (от 1 до 9), а второй в абсолютных значениях (1-400).

Во время низкой солнечной активности абсолютная концентрация заряженных частиц ионосферы находится на низком уровне. Динамику масштабной высоты в этот период можно охарактеризовать как плавный переход

от дневных значений к ночным. Короткопериодные вариации могут быть вызваны только возмущениями в геомагнитной обстановке, либо процессами переноса плазмы.

Мы провели расчеты эффективной масштабной высоты в период низкой солнечной активности. На рис.3.1 представлены графики суточного хода  $H_{eff}$  для дней равноденствия и солнцестояния. Для всех расчетных дней индекс  $F10.7 \sim 100$ , значение трехчасового индекса  $A_p$  не превышает 30, а в большинстве дней находится на уровне 5-10. Это позволяет характеризовать геомагнитную обстановку в период измерений как очень спокойную.

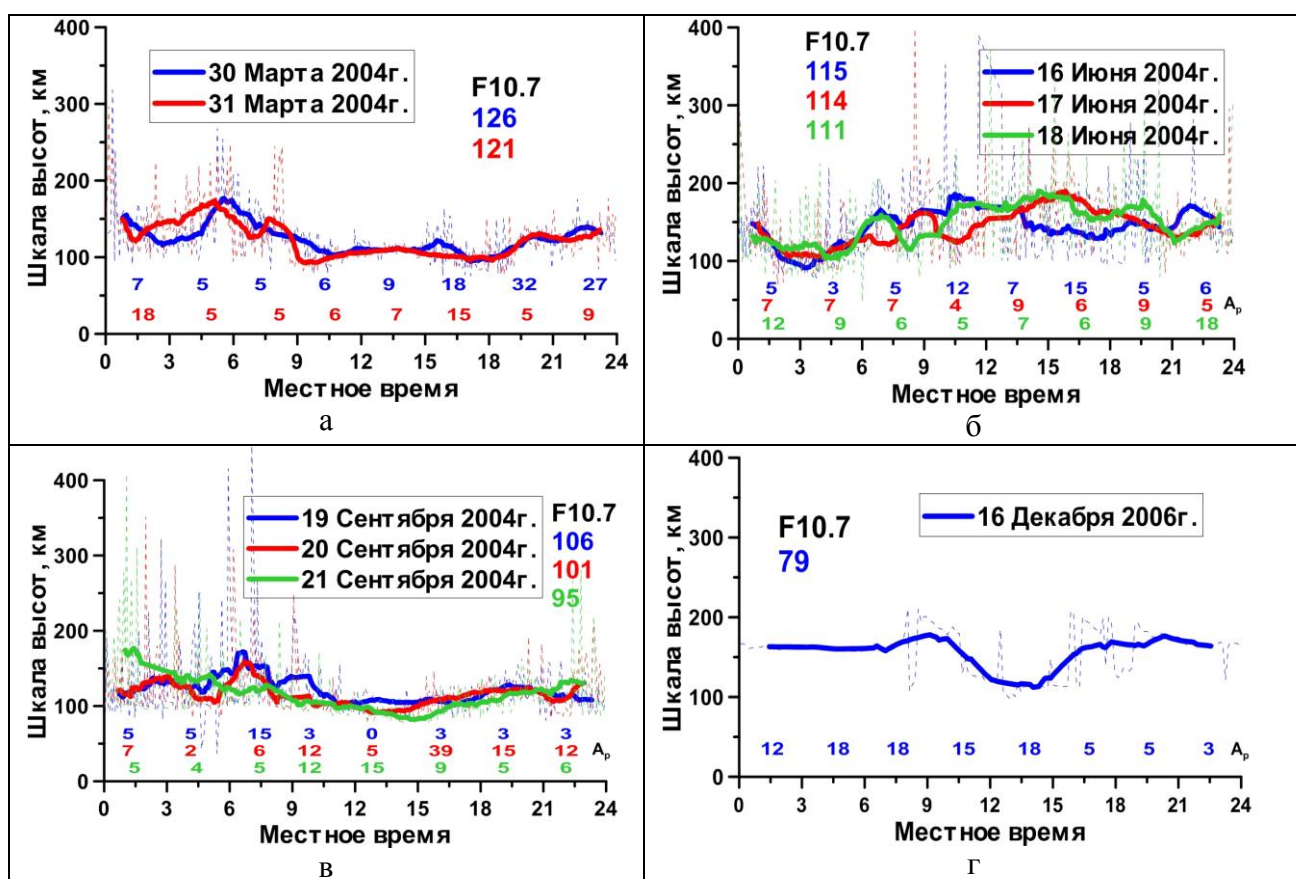


Рис.3.1. Суточные вариации  $H_{eff}$  в период низкой солнечной и геомагнитной активности.

Из общефизических соображений понятно, что на суточный ход  $H_{eff}$  контролирующее влияние должна оказывать солнечная радиация, которая определяет скорость ионизации на высотах вблизи максимума F2 слоя. Если

диффузионный поток днем не успевает уносить плазму из области ионизации, то крутизна профиля  $n_e(h)$  увеличивается, и масштабная высота уменьшается. Ночью поток ионизации идет из плазмосферы, профиль  $n_e(h)$  становится пологим и масштабная высота увеличивается. Во время прохождения солнечного терминатора происходит плавное перестроение от дневной ионосферы к ночной, что отражается в значениях масштабной высоты. Такая динамика характерна для периодов равноденствия, представленных в левой колонке на рис.3.1.

Днем, на средних широтах во все сезоны кроме летнего солнцестояния большое влияние на масштабную высоту внешней ионосферы оказывает нейтральный термосферный ветер, и ионосферный слой F2 обычно «прижат» этим ветром. Это приводит к сильному градиенту концентрации заряженных частиц и, как следствие, к более низкому значению масштабной высоты. Из рис.3.1 также можно сделать вывод, что во время весеннего и осеннего равноденствия наблюдается почти идентичный суточный ход  $H_{eff}$ , дневные значения находятся на уровне 100км, ночью постепенно повышаясь до 130-150км.

Во время летнего солнцестояния, когда световой день максимален, ионосфера в течение почти всех суток находится в освещенном состоянии, и только короткий период времени не освещена. В летний период не наблюдается ночного повышения значений  $H_{eff}$ , а наоборот, после захода Солнца по местному времени (~24LT), наблюдается уменьшение  $H_{eff}$ , на величину около 25км, связанное с образованием суточного максимума  $n_e(h)$ . Дневные значения  $H_{eff}$  составляют около 150км, что в полтора раза больше, чем в аналогичный период времени для всех остальных сезонов. Согласно нашим оценкам эффективной масштабной высоты, можно предположить, что это связано с вечерним ослаблением направленного на север термосферного нейтрального ветра, что приводит к образованию суточного максимума  $n_e(h)$  вблизи локальной полуночи и к формированию более крутого профиля внешней ионосферы.

Зимняя ионосфера, в противоположность летней, наоборот, большую часть суток находится в неосвещенном (ночном) состоянии. Такую картину мы

наблюдаем на рис.3.1г. В этот период важную роль в поддержании концентрации ионов играет дополнительный источник ионизации — плазма, перетекающая через плазмосферный резервуар из сопряженной летней ионосферы [3]. Это приводит к тому, что электронная концентрация во внешней ионосфере увеличивается, и форма профиля  $n_e(h)$  становится более полой. По этой причине масштабная высота в зимней ночной ионосфере обычно относительно велика, 170-180км.

Таким образом, динамику масштабной высоты при низкой солнечной и геомагнитной активности, можно охарактеризовать, как полностью контролируемую длительностью светового дня и параметрами термосферного нейтрального ветра.

Аналогичные расчеты были проведены для периода высокой солнечной активности, а также во время геомагнитных возмущений.

На рис.3.2 представлены расчеты  $H_{eff}$  для дней с индексом  $F10.7 \approx 200$ , сгруппированные так же, как на рис.3.1, по сезонам года. Трехчасовой индекс  $A_p$  во все дни не превышает 15, за исключением 14 июля 2000г. (рис.3.2б, зеленая

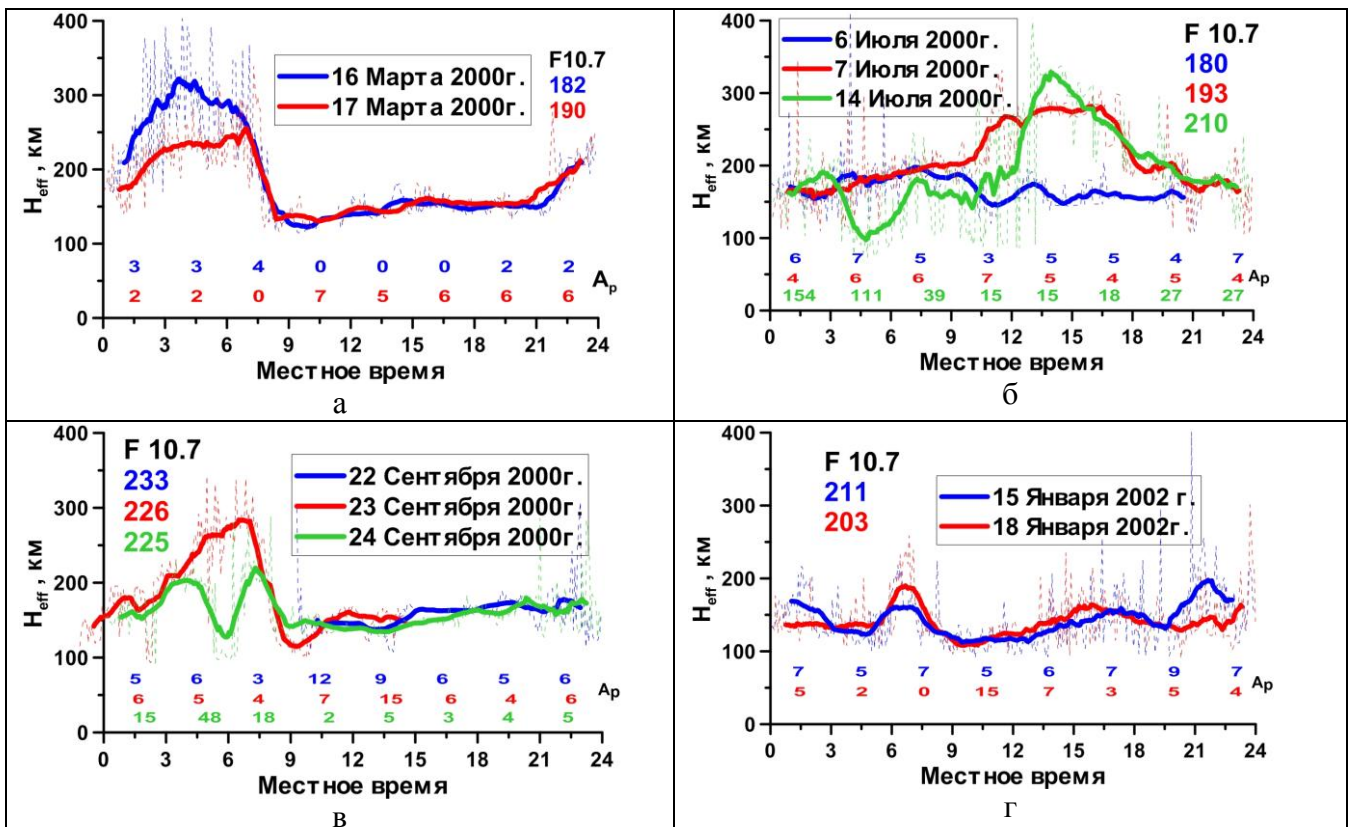


Рис. 3.2. Суточные вариации  $H_{eff}$  в период высокой солнечной и низкой геомагнитной активности.

кривая) и первой половины 24 сентября 2000г. (рис.3.2в, зеленая кривая), когда зафиксированы сильные возмущения геомагнитного поля.

Из вариаций на рис.3.2а и рис.3.2в можно сделать вывод, что  $H_{eff}$  имеет идентичную динамику во время равноденствия. Однако, в отличие от рис.3.1, дневные значения масштабной высоты выше примерно на 50 км, а ночные на 100 км. Очевидно, что такое отличие связано с разными уровнями солнечной активности: для расчетных дней сентября и марта 2000г. (рис.3.2а,в) индекс солнечной активности составлял  $F10.7 \approx 200$ , для 2004 –  $F10.7 \approx 100$  (рис.3.1а,в). Вследствие повышения потока солнечного излучения, увеличивается скорость ионизации и концентрация в слое  $F2$ , что приводит к повышению абсолютных значений масштабной высоты внешней ионосферы  $H_{eff}$ .

Во время летнего солнцестояния наблюдается обратная динамика для двух дней 7 и 14 Июля 2000г. (рис.3.2в), дневные значения масштабной высоты здесь на  $\sim 150$ км больше ночных, причем они начинают падать гораздо раньше времени прохождения солнечного терминатора. За день до этого (6 июля) такой картины не наблюдается. 14 июля начинаются сильные возмущения геомагнитного поля, и

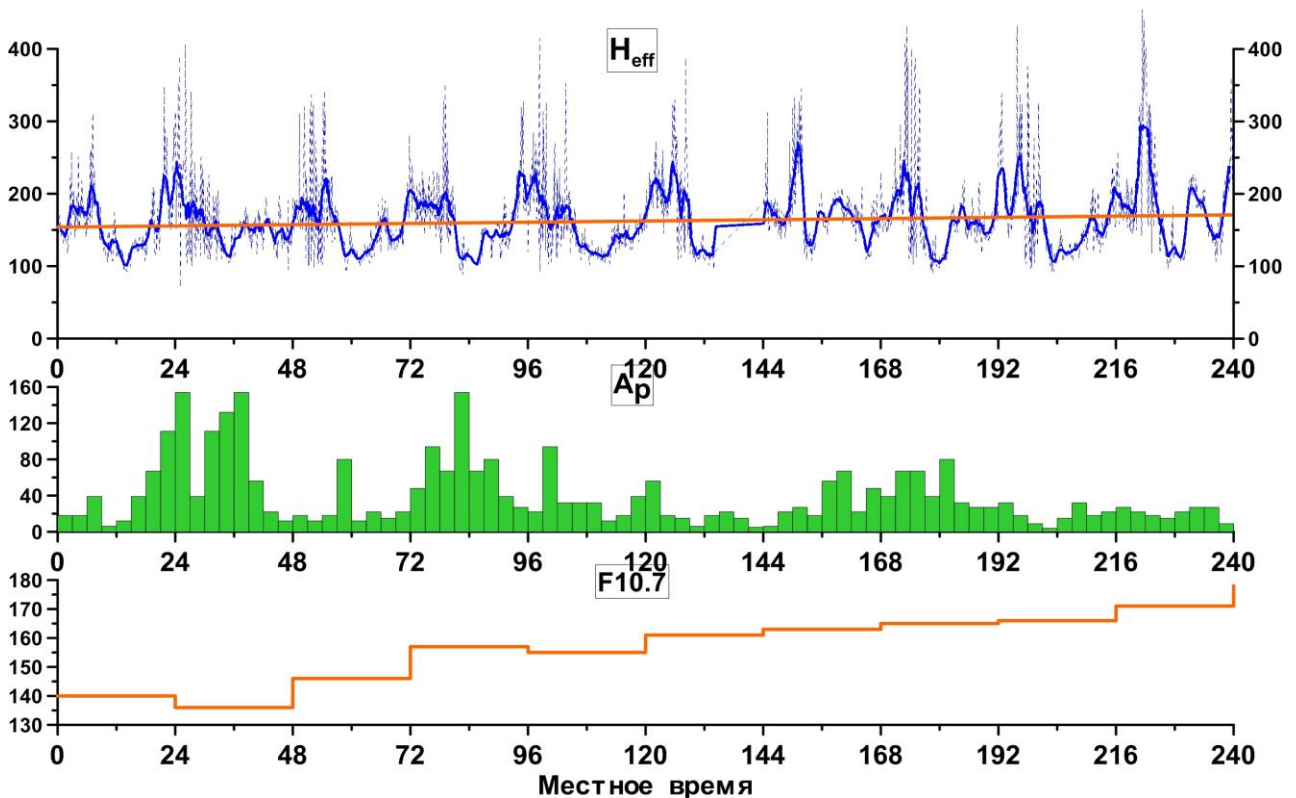


Рис.3.3.  $H_{eff}$  во время сильных геомагнитных возмущений (1-10 октября 2002г).

вероятно, что такие сильные колебания в значениях  $H_{eff}$  вызваны началом геомагнитной бури, которое в данном случае сопровождалось резким уменьшением электронной концентрации. Для зимнего периода при высокой солнечной активности (рис.3.2г), можно отметить, что дневные значения  $H_{eff}$  находятся на таком же уровне, как и при низкой активности (рис.3.1г), а ночные значения ниже на  $\sim 30$  км.

В целом, проводя сравнение динамики масштабной высоты  $H_{eff}$  во время низкой (F10.7~100) и высокой (F10.7 ~200) солнечной активности, можно сделать следующие выводы: для всех рассмотренных сезонов кроме зимы, во время высокой солнечной активности наблюдаются более высокие значения  $H_{eff}$  примерно в полтора раза; во время весеннего и осеннего равноденствия масштабная высота имеет идентичную динамику с постоянными дневными значениями, и небольшим повышением в ночные часы; во время летнего солнцестояния дневные значения  $H_{eff}$  выше ночных; изменение значений  $H_{eff}$  при низкой геомагнитной активности связано с перестройкой день-ночь и, возможно, с изменением параметров нейтрального термосферного ветра.

На рис. 3.3 представлены расчеты масштабной высоты в период сильных геомагнитных возмущений в начале октября 2002г. (2 и 4 октября индекс  $A_p$  достигал 150). Также в этот период на протяжении всех дней наблюдался положительный тренд индекса F10.7. Как видно из графика, больших отличий в суточном ходе  $H_{eff}$ , в сравнении со спокойными условиями, не наблюдается, однако присутствуют вариации, не связанные с перестройкой день-ночь, например в утренние часы 2 октября наблюдается падение значений  $H_{eff}$ , а потом резкий скачок на 50 км, до дневных значений в 150км. Похожая картина наблюдается на протяжении всего десятидневного эксперимента. Кроме этого, во время эксперимента прослеживается повышение среднесуточных значений, которое согласуется с ростом F10.7.

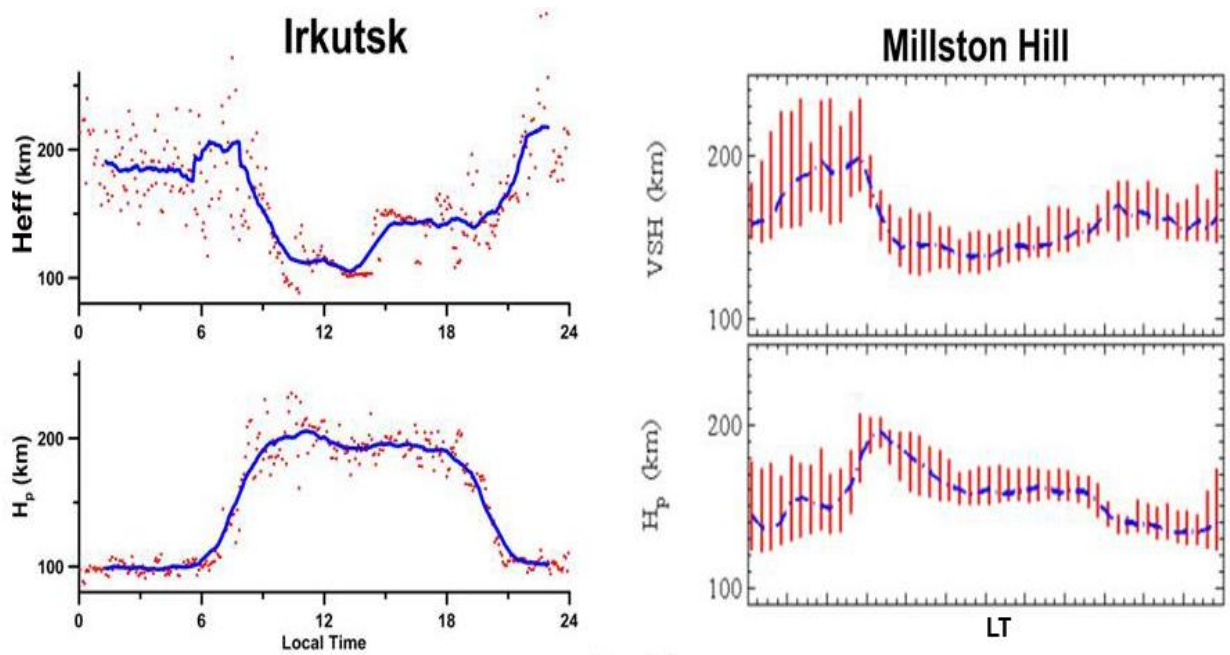


Рис.3.4. Сравнение масштабных высот полученных по данным ИРНР и по данным радара НР Миллстон-Хилл (США).

Для проверки непротиворечивости наших результатов было проведено сравнение с аналогичными измерениями на среднеширотном радаре Миллстон-Хилл (США) ( $42^\circ$  с.ш.,  $288^\circ$  з.д.). В работе [39] обсуждаются результаты длинного 30 дневного эксперимента с 4 октября по 4 ноября 2002г. В это же время, с 1 по 11 октября 2002г., на ИРНР также проводились измерения. На рис.3.4 представлен суточный ход масштабных высот за 4 октября 2002г. Слева – результаты наших расчетов по данным ИРНР, справа - рисунок из работы [39]. Как видно, динамика обеих масштабных высот в целом имеет хорошее согласие, разница только в амплитуде колебаний, что может быть связано с разной геомагнитной широтой радаров. В данном случае масштабная высота  $H_{eff}$  полученная по данным ИРНР и масштабная высота  $VSH$  полученная на радаре Миллстон Хилл являются эквивалентными параметрами, т.к. рассчитываются аналогичными способами. Для Иркутска характерно более сильное падение  $H_{eff}$  от ночных значений к дневным до  $\sim 120$ км ( $\sim 9$ LT), однако после полудня ( $\sim 14$ LT) идет рост до 140км. По данным радара Миллстон-Хилл такой разницы в дневных значениях не наблюдается, и в течение всего светового дня значения  $VSH$  почти постоянны на уровне 150 км. Похожие отличия и в динамике плазменной масштабной высоты

$H_p$ : для Иркутска разница в значениях ночь-день составляет около 100км, для Миллстон-Хилла порядка 30км. Данный расчетный день, 4 октября 2002г., является сильно возмущенным, и в такие дни можно наблюдать противофазные вариации в динамике  $H_{eff}$  и  $H_p$ . Согласно формуле (2.3), отклонение эффективной масштабной высоты от плазменной определяется наличием второго и третьего слагаемого, т.е. присутствием температурного градиента и меридионального нейтрального ветра. По всей видимости, во время геомагнитных возмущений наличие этих факторов является определяющим при формировании формы профиля концентрации внешней ионосферы. Т.е. можно предположить, что во время геомагнитной бури 4 октября, разница между  $H_{eff}$  и  $H_p$  над Иркутском больше, чем разница между  $VSH$  и  $H_p$  над Миллстон Хиллом, т.к. на наших широтах параметры термосферного ветра могли значительно отличаться.

### 3.2 Вариации высоты перехода $O^+ / H^+$

Вместе с вариациями масштабной высоты, в рамках диссертационной работы были исследованы пространственные и временные вариации высоты перехода  $O^+ / H^+$  за аналогичный период 23-го цикла солнечной активности. Расчетные дни, также, были сгруппированы относительно сезона года, в зависимости от уровня солнечной и геомагнитной активности.

Регулярное влияние на суточный ход высоты перехода  $O^+ / H^+$  оказывает фотоионизация, за счет солнечного УФ излучения. В результате днем идет активное ионообразование в  $F2$  слое, и амбиполярная диффузия формирует направленный вверх поток ионов  $O^+$ , который увеличивает высоту перехода. Ночью фотоионизация прекращается, и ионизация поддерживается потоком  $H^+$  из плазмосферы, что приводит к понижению  $O^+ / H^+$ . Вариации день/ночь являются регулярными в спокойных условиях для любого сезона.

На рис.3.5 представлены графики суточного хода высоты перехода  $O^+ / H^+$ , рассчитанной согласно модели, которая была описана в части 2 (верхняя панель). На нижней панели представлены расчеты полного электронного содержания ( $TEC_{GPS}$ ) и электронного содержания плазмосферы (область  $TEC_3$  в нашей методике расчета, см. рис.2.2), т.е. электронного содержания выше  $h_T$ . Все представленные дни характеризуются низким уровнем геомагнитной активности либо являются слабо возмущенными (17 июля и первая половина 18 июля 2002г.) с высоким

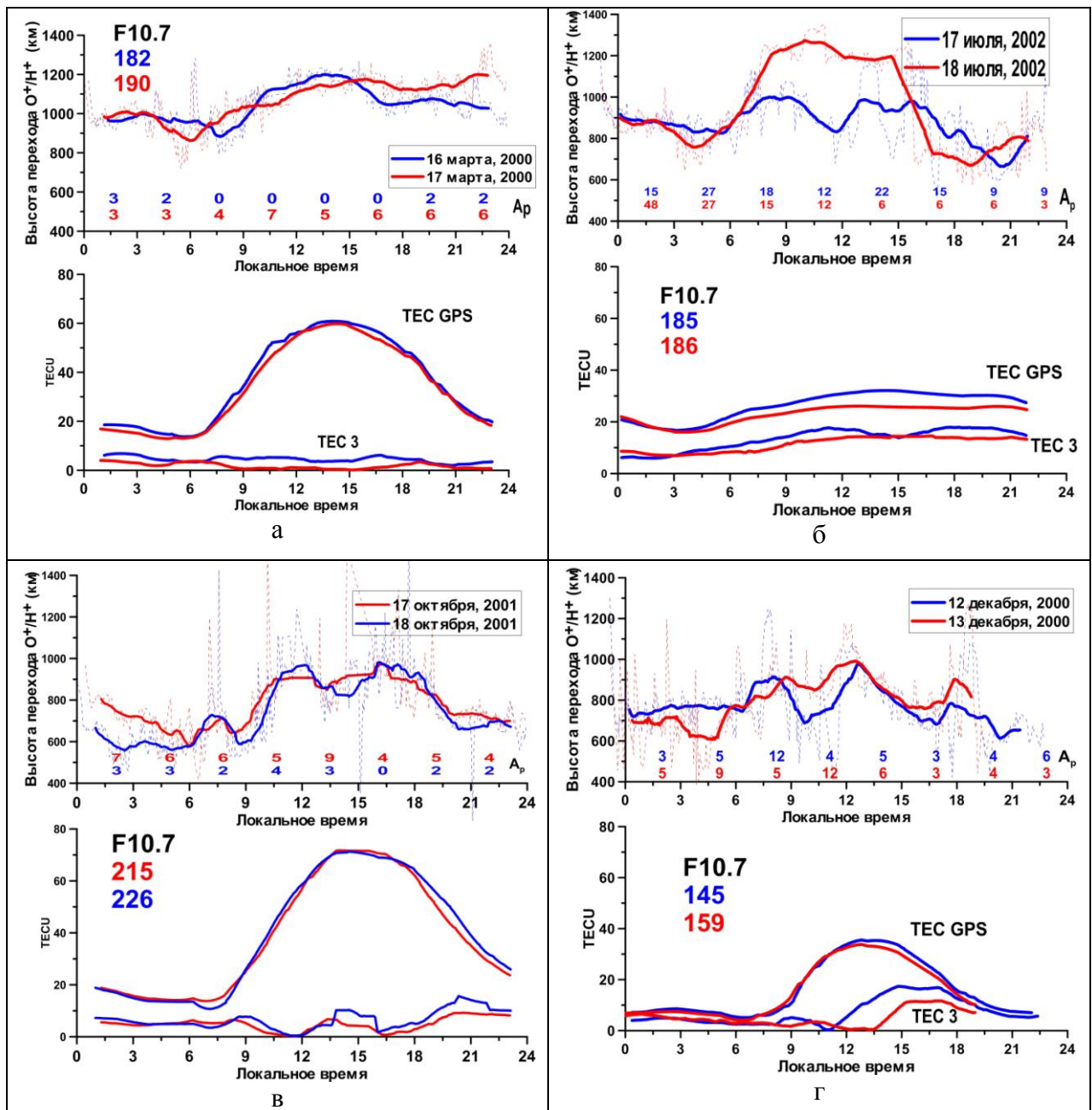


Рис.3.5. Вариации суточного хода высоты перехода  $O^+ / H^+$  (верхняя панель) и электронного содержания плазмосферы (нижняя панель) во время высокой солнечной и низкой геомагнитной активности.

уровнем солнечной активности. В динамике  $h_T$  для всех сезонов можно отметить что, дневные значения, как правило, выше ночных.

Диапазон изменений значений высоты перехода  $h_T$  для всех сезонов составляет ~600-1200км. На рис.3.5а и рис.3.5в представлена динамика высоты перехода  $O^+ / H^+$  для дней, близких к весеннему и осеннему равноденствию. Видно, что среднесуточные значения для весенних дней выше, примерно на 200км. Такая разница, вероятно, связана с тем, что наша методика определения высоты перехода основана на учете разницы электронного содержания

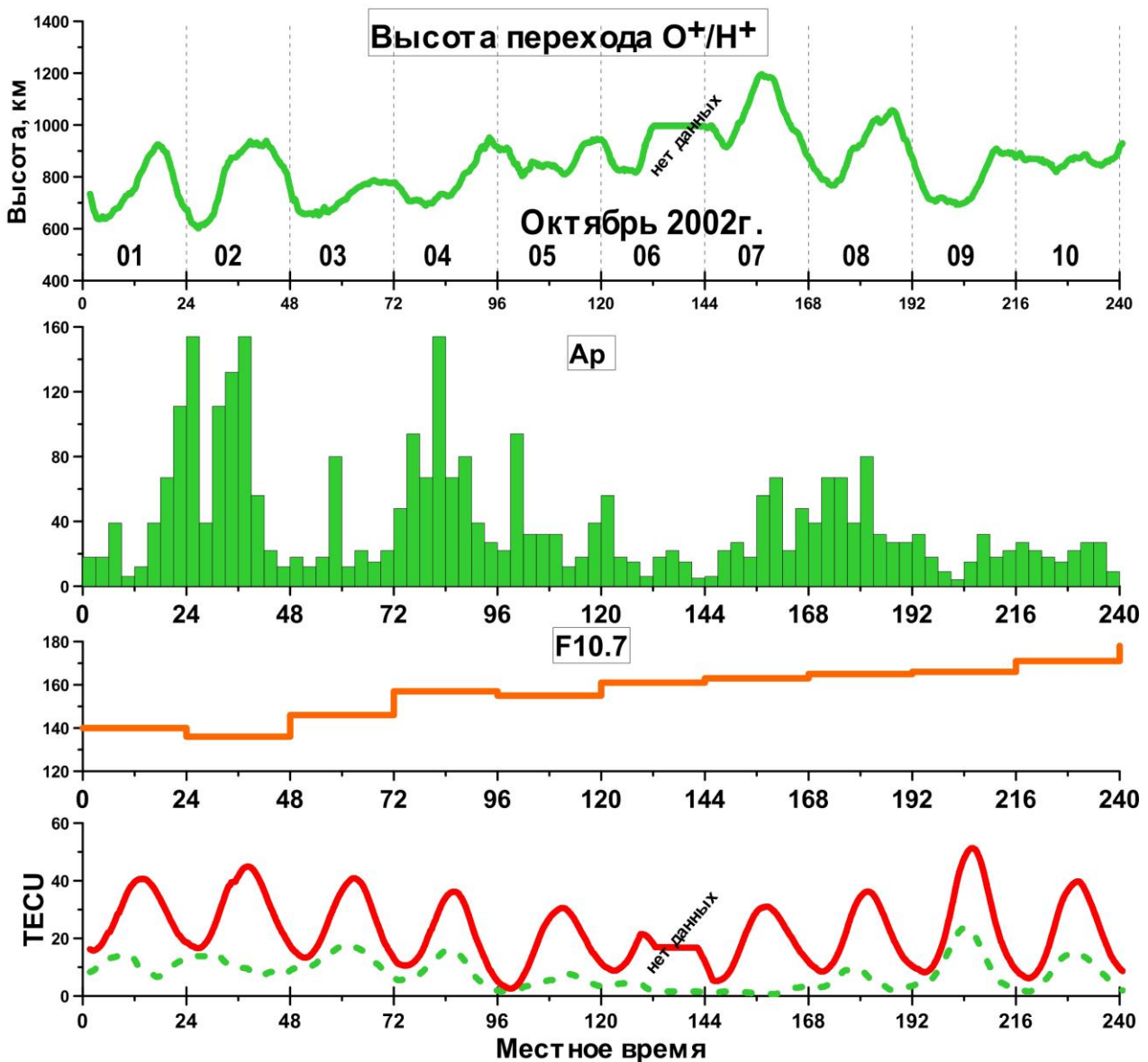


Рис.3.6. Высота перехода  $O^+ / H^+$  во время сильных геомагнитных возмущений 1-10 октября 2002г.

ионосферы и TEC GPS. Для 17, 18 октября 2001г. дневной максимум TEC GPS составляет ~70 TECU (рис.3.5в, нижняя панель), а 16-17 марта 2000г. составляет ~60TECU (рис.3.5а, нижняя панель). Такая разница в абсолютных значениях TEC GPS приводит к различным значениям высоты перехода  $O^+ / H^+$ . Анализируя сезонные вариации высоты перехода на рис.3.5, можно сделать вывод, что объяснить их только уровнем солнечной и геомагнитной активности не всегда возможно, так как существуют дополнительные факторы, которые влияют на динамику  $h_T$ , такие, как нейтральный ветер.

По представленным на рис.3.5 графикам можно также оценить абсолютный вклад электронного содержания плазмосферы (TEC3) в полное электронное содержание (TEC GPS). Из рис.3.5 видно, что для дней осеннего и весеннего равноденствия, этот вклад составляет около 25% для ночных часов, и 10-15% для дня. На рис.3.5в вклад плазмосферы составляет ~50% от полного содержания, что является достаточно неожиданным результатом, т.к. по теоретическим представлениям основной вклад в полное содержание должна давать ионосфера.

Для анализа влияния геомагнитных возмущений на высоту перехода  $O^+ / H^+$ , в работе были рассмотрены достаточно длинные эксперименты, полученные весной (2-12 апреля) и осенью (1-10 октября) 2002 г.

На рис. 3.6 представлены результаты расчетов для 1-10 октября 2002 г. На верхней панели показана высота перехода  $O^+ / H^+$ , на нижней – электронное содержание плазмосферы и ПЭС GPS. Также приведены параметры геомагнитной активности (3 часовые  $A_p$  индексы) и дневные индексы  $F10.7$ , характеризующие солнечную активность. Видно, что на протяжении всего эксперимента происходит повышение значений индекса  $F10.7$  с 140 до ~180 и, как следствие, регулярное повышение среднесуточных значений  $h_T$  (верхний график).

Рассматриваемый период относится к возмущенным геомагнитным условиям. Во время максимальных значений  $A_p$  (2 октября), наблюдается наибольшая разница между дневными и ночными значениями  $h_T$ . Вклад электронного

содержания плазмосферы (*PEC-plasmasphere electron content*) в ПЭС, составляет ~50% ночью и 30% днем.

На рис.3.7 представлены аналогичные графики для 2-12 апреля 2002 г. Этот период отличается низкой геомагнитной активностью, в большинстве дней  $A_p$  не превышает 10. Амплитуда суточного хода  $h_T$  (верхняя панель) гораздо меньше, чем в октябре (рис.3.6). В наиболее спокойные дни она не превышает 100км. Однако среднесуточные значения высоты перехода в апреле значительно выше ~1000 км. Это, очевидно, связано с более высоким потоком солнечной радиации ( $F10.7$  на протяжении почти всего эксперимента не опускается ниже 200).

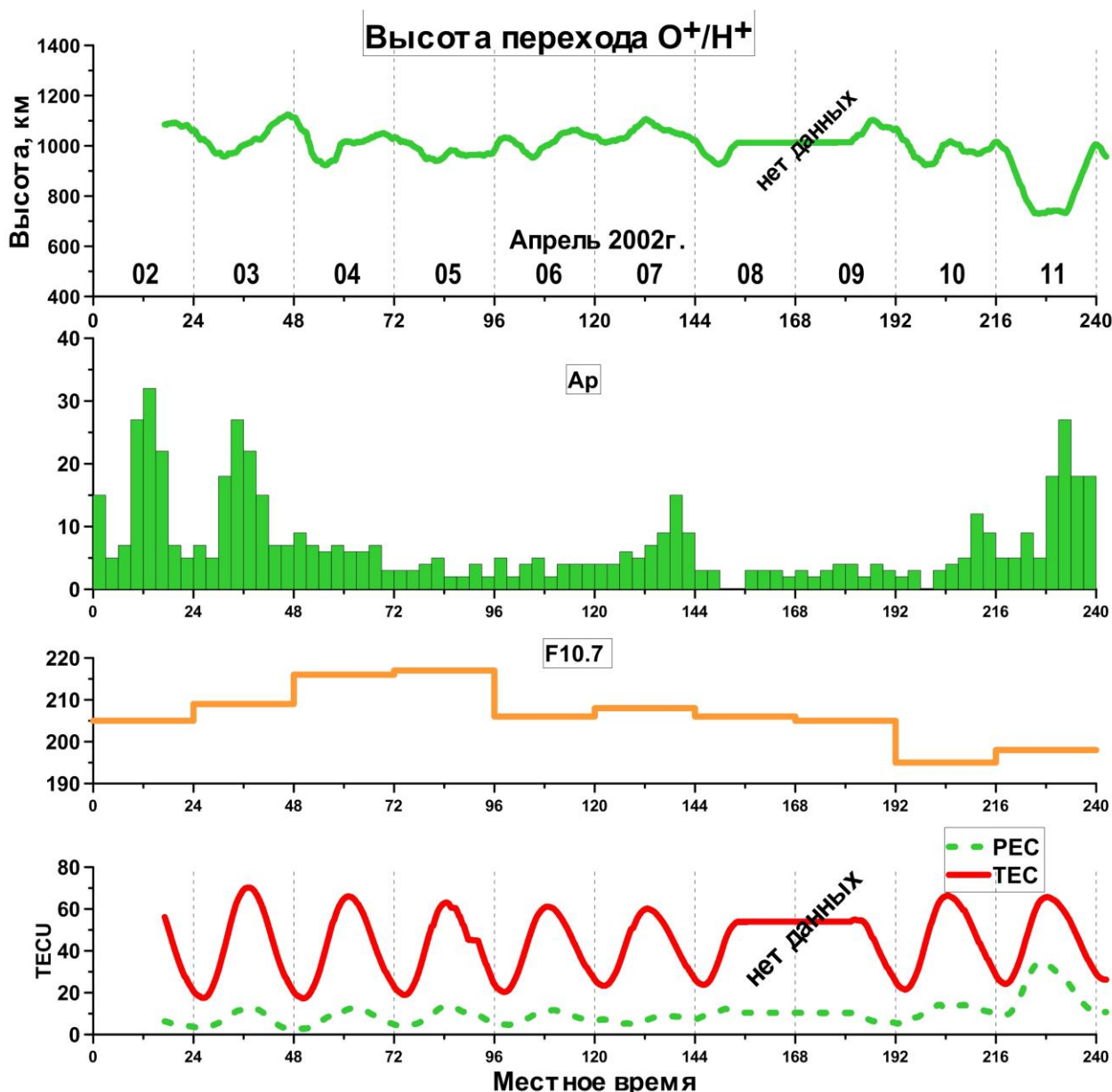


Рис.3.7. Высота перехода  $O^+/H^+$  во время низкой геомагнитной активности 2-11 Апреля 2002г.

Обращает на себя внимание относительно маленькая амплитуда вариаций день/ночь (отсутствие ночного понижения  $h_T$ ) по сравнению с данными для октября 2002г. То есть при высокой солнечной активности высота перехода не успевает опуститься ночью до обычных для равноденствия высот  $\sim 800$ км. Электронное содержание плазмосферы (нижний график) составляет около 20% от полного электронного содержания.

Таким образом, данные расчетов по методу ИРНР-GPS показывают ожидаемую динамику высоты перехода в зависимости от уровня солнечной активности и влияния динамических факторов, таких как нейтральный ветер и индуцированный дрейф плазмы вдоль геомагнитных трубок во время геомагнитных возмущений и вследствие разницы условий в сопряженных областях ионосферы.

### 3.3 Сравнение результатов с данными других моделей

Одной из наиболее сложных задач в рамках данной диссертационной работы являлась задача верификации результатов, полученных по методике, описанной в главе 2, на основе сравнения с результатами других исследовательских групп. В предыдущем разделе показано, что динамика ВП по данным метода ИРНР-GPS хорошо отражает общеизвестные механизмы ионосферной динамики. Так как параметры внешней ионосферы являются труднодоступным объектом для прямых исследований, то особую актуальность имеет значение абсолютной величины высоты перехода, получаемой в разных моделях.

На сегодняшний день прямые измерения ионного состава проводят лишь спутники DMSP и C/NOFS CINDI. Однако проводить по этим данным верификацию модели проблематично, т.к. за сутки можно получить лишь 4 значения со спутников DMSP для нашего региона, которые приходятся на утренние и вечерние часы локального времени. В это время ионосфера находится в режиме перестройки день-ночь, и амплитуда вариаций ионного состава в эти моменты максимальна.

В связи с этим, единственной реальной возможностью верификации модели является сравнение наших результатов с моделями, разработанными на основе других экспериментальных данных и теоретических расчетов. На сегодняшний день существуют несколько моделей состава внешней ионосферы. В главе 1 была описана модель TTS [69], которая была включена как опция в IRI, и которая была создана на основе данных полученных со спутников AE-E и AE-C американской программы Explorer, и советских спутников серии «Интеркосмос».

Данные американских спутников относятся к середине 70х годов, а данные Интеркосмоса относятся к 1989-1991гг.. За последние годы модель TTS была дополнена данными спутника C/NOFS, запущенного в рамках программы исследования ионосферы CINDI 16 Апреля 2008г [73]. Согласно [73] улучшенная модель будет включена в следующие версии модели IRI, и теперь носит название

AEIKion-2013. Согласно этой версии модели, значения ВП во время высокой солнечной активности, стали незначительно ниже.

На рис.3.8 представлены значения высоты перехода  $O^+/H^+$  рассчитанные по данной модели для 23 цикла солнечной активности для области магнитного экватора. Из графиков видно, как сильно на значения высоты перехода влияет уровень солнечной активности. Такая зависимость сохранилась в AEIKion-2013 от модели TTS, для которой также были характерны большие перепады в значениях высоты перехода  $O^+/H^+$  при изменении уровня солнечной активности.

Авторы [73] также отмечают, что за последние два десятилетия, при развитии моделей ионного состава внешней ионосферы наблюдается тренд к уменьшению

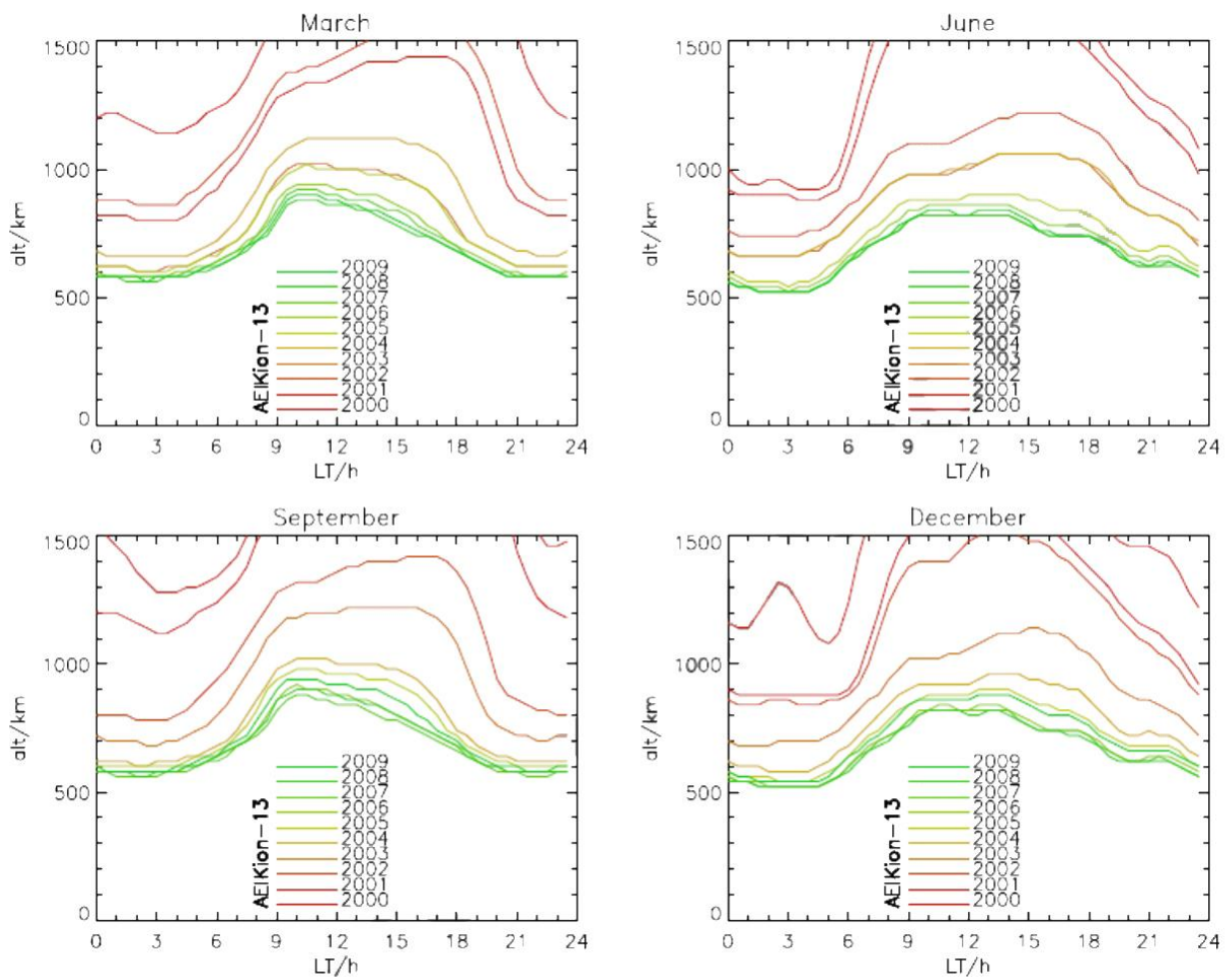


Рис.3.8. Высота перехода  $O^+/H^+$  по последней версии модели TTS - AEIKion-2013 для 4х сезонов года [73].

значений высоты перехода  $O^+/H^+$ . Соответствующий график приведен на рис.3.9. Видно, что каждая, более поздняя модель, дает более низкие значения для области магнитного экватора. На верхнем графике приведены значения для полуденных часов (14LT), а на нижнем, - для ночного времени (05LT). Стоит отметить, что как для дневных, так и для ночных часов, наиболее низкие значения высоты перехода были получены на спутнике C/NOFS.

Геомагнитная широта, на которой расположен радар ИРНР, составляет  $44^\circ$ . Если посмотреть на Рис.3.9, то видно, что предсказываемые значения высоты перехода  $O^+/H^+$  для нашего региона для дневных часов составляют 800, 930 и 1050км для зимнего солнцестояния, весенне-осеннего равноденствия и летнего солнцестояния соответственно. Во время ночи значения падают до уровня 500-550км в зависимости от сезона.

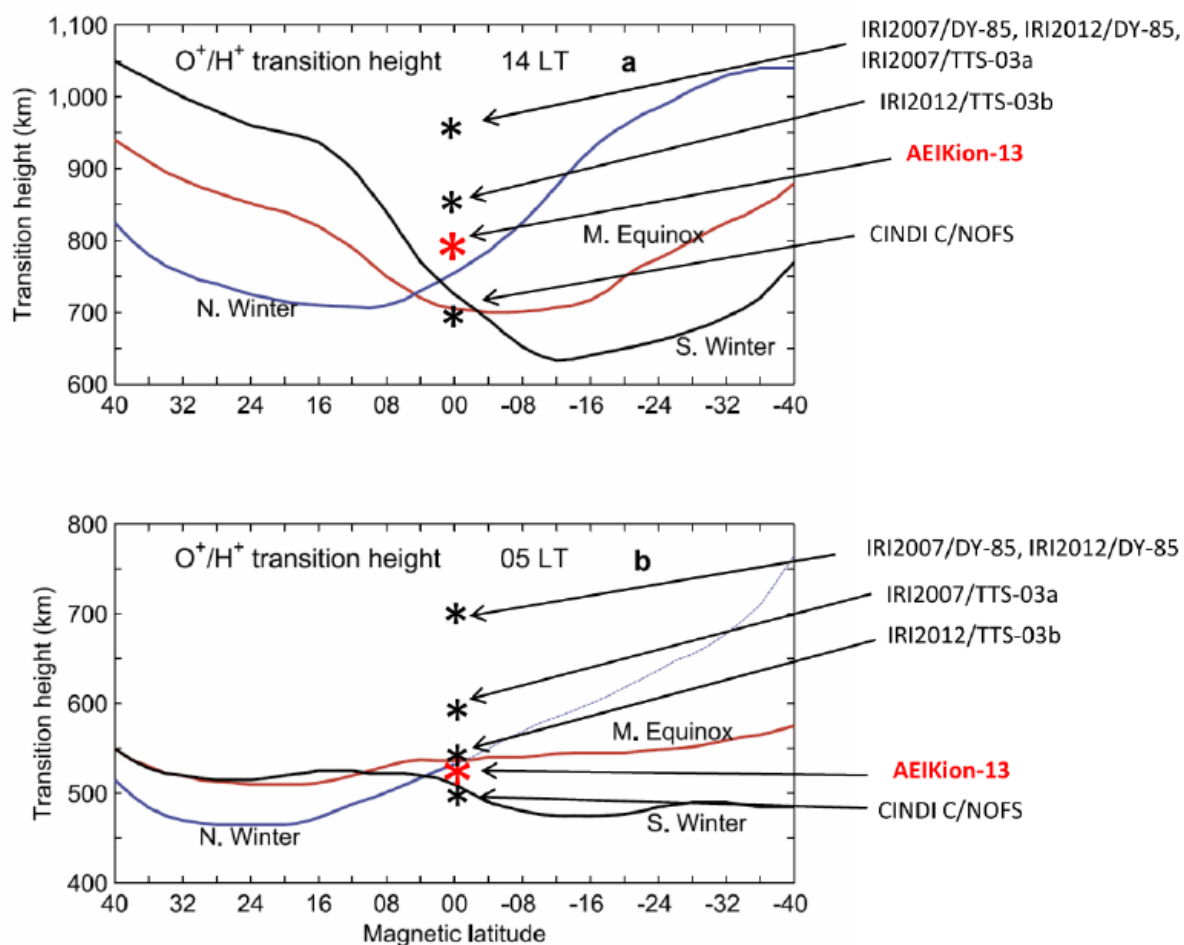


Рис.3.9. Значения высоты перехода  $O^+/H^+$  по данным различных моделей ионного состава и спутника CINDI C/NOFS[73].

Для проверки результатов, которые были получены по методике ИРНР-GPS, мы посчитали целесообразным сравнить, полученные нами, значения высоты перехода  $O^+/H^+$  со значениями моделей DY-85 [20] и TTS-03 [69]. Эти модели являются опциями модели IRI-2012, поэтому расчеты были проведены, используя онлайн версию модели.

На рис.3.10 представлен суточный ход высоты перехода, рассчитанный для 1 октября 2002 года (индекс  $F_{10.7}=140$ ) по методике ИРНР-GPS, модели DY-85 и TTS-03. Видно, что в целом неплохое согласие наблюдается с моделью DY-85, однако модель TTS-03 дает гораздо более высокие значения для дневных часов (на графиках приведено универсальное время).

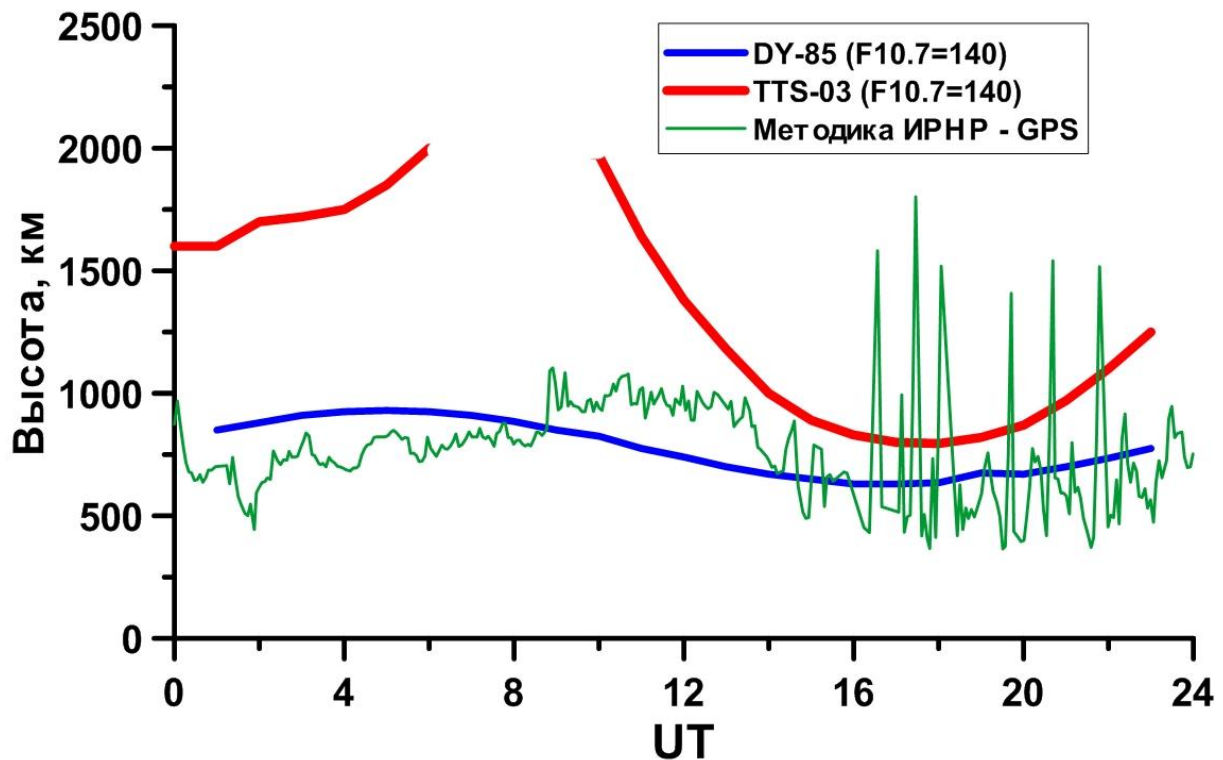


Рис.3.10. Сравнение результатов методики ИРНР-GPS с расчетами по моделям DY-85 и TTS-03 (опции модели IRI-2012).

Отсутствие значений выше 2000км обусловлено тем, что в онлайн версии модели ионные профили доступны только до этой высоты. Вполне возможно, что модель TTS завышает значения из-за неправильного коэффициента, который определяется уровнем солнечной активности, и не всегда зависимость изменения значений высоты перехода  $O^+/H^+$  от изменения индекса  $F_{10.7}$  является линейной.

Достаточно приемлемое сходство с моделью DY-85 в тоже время нельзя назвать хорошим результатом, т.к. модель довольно «старая» и влияние солнечной активности в ней почти не учитывается.

Кроме сравнения с модельными данными была сделана попытка сравнения результатов с прямыми спектральными измерениями ионного состава, которые проводятся на ИРНР. Сложность здесь заключается в том, что эти измерения проводятся только до высоты  $\sim 700$  км [13]. До таких значений высота перехода  $O^+/H^+$  может опускаться только в ночные часы, поэтому для дневных измерений она остается недоступной.

На рис. 3.11 показан пример экстраполяции реального профиля относительного вклада  $O^+$  полученного на ИРНР. Высоту, на которой относительный вклад  $O^+$  падает до 50% мы считаем высотой перехода  $O^+/H^+$ . Таким образом, можно провести калибровку нашего метода ИРНР-GPS по данным прямых спектральных измерений ИРНР. На рис.3.12 приведен график сравнения значений высоты перехода, полученных по методу ИРНР-GPS и экстраполированных данных спектральных измерений ИРНР. Видно, что

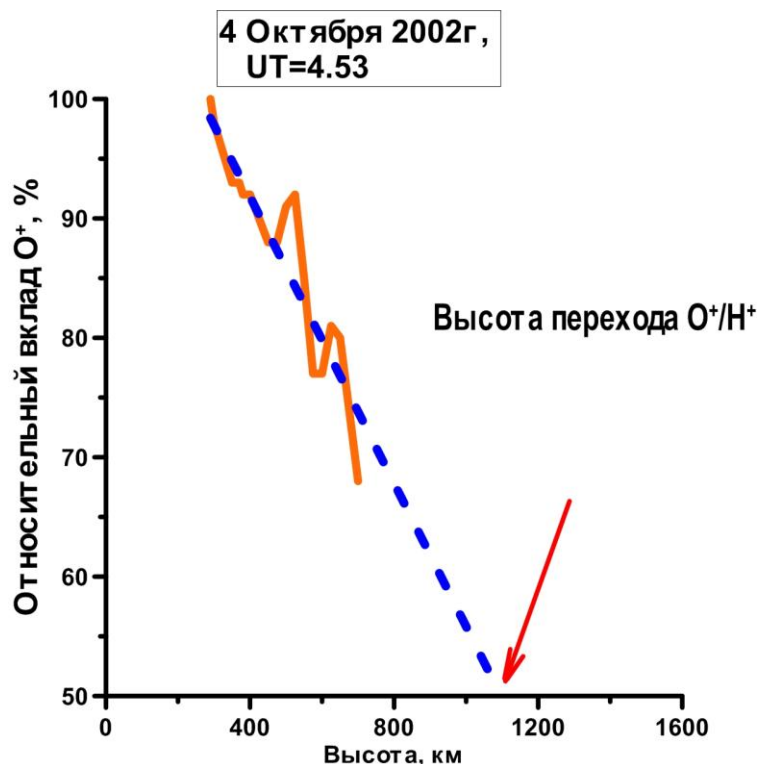


Рис.3.11. Линейная экстраполяция профиля относительного вклада  $O^+$  по данным прямых спектральных измерений на ИРНР.

суточный ход в целом одинаков, значения отличаются на 100-200км, в некоторых случаях до 400км. Следует отметить, что в тех случаях, когда спектральные измерения ИРНР дают значения  $h_T$  ниже 700км, эти данные являются прямыми измерениями высоты перехода, т.е. без аппроксимации. Как видно из рис.3.12, при таких значениях данные метода ИРНР-GPS и данные спектральных измерений неплохо согласуются для невозмущенных дней 1-3 октября 2002г..

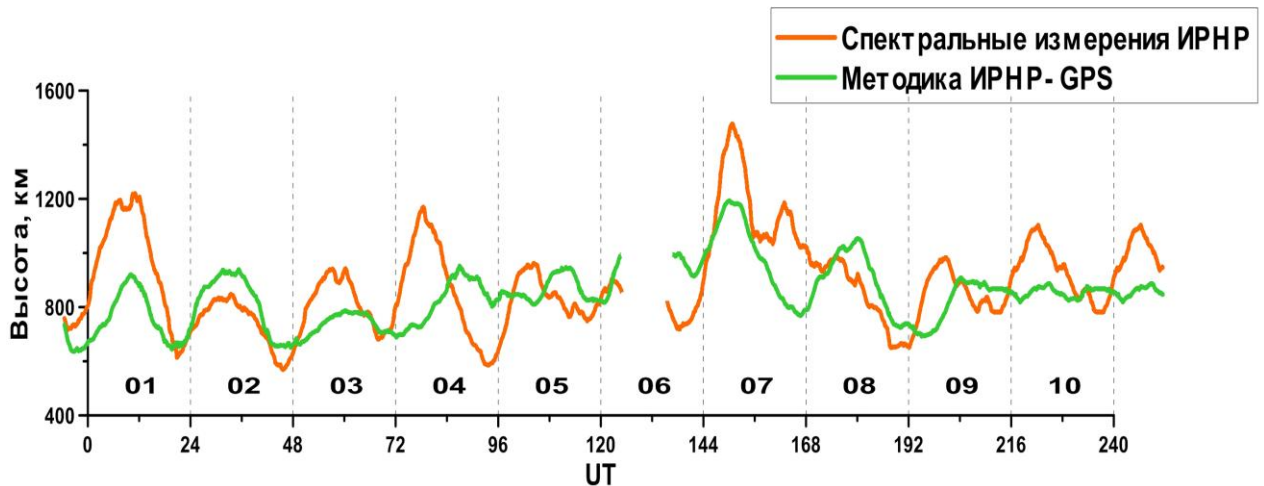


Рис.3.12. Высота перехода  $O^+/H^+$  по данным методики ИРНР-GPS и по данным спектральных измерений ИРНР для 1-10 Октября 2002г.

Наблюдаемые в другие временные интервалы различия могут быть вызваны как недостаточной точностью модельных данных карт IONEX, данные которых используются в методе ИРНР- GPS, так и адекватностью применения высоты линейной аппроксимации для определения высоты перехода по спектральным измерениям ИРНР. На рис.3.11 видно, что линейная интерполяция оставляет возможность большой неопределенности в значении высоты перехода. Так как мы предполагаем экспоненциальное уменьшение концентрации ионов  $O^+$ , то реальные значения высоты перехода должны быть ниже результатов линейной аппроксимации данных ионного состава ИРНР.

В целом мы считаем, что данное сравнение подтверждает возможность оценивать высоту перехода  $O^+/H^+$ , используя предложенную в рамках данной диссертационной работы методику ИРНР- GPS.

Так как во многих моделях высота перехода определялась на основе спутниковых данных внешнего зондирования, то сравнение с этими данными также представляет большой интерес. С помощью ионозондов внешнего зондирования на спутниках Алуэтт-1 и 2, а также ISIS-1 и 2 была накоплена большая база данных, содержащая профили электронной концентрации выше максимума слоя F2 с начала 60х до 1980г. прошлого века. Эти данные имели аналоговый формат и впоследствии были переведены в цифровую базу данных NSSDC [76].

Используя условие диффузионного равновесия, а также, считая плазму двухкомпонентной, по этим профилям были получены значения высоты перехода  $O^+/H^+$ , путем вписывания в экспериментальный профиль электронной концентрации профиля ионов  $O^+$  и  $H^+$  [65, 66, 77] (метод Веба). Дополнительными параметрами для такого метода являются электронная и ионная температуры, которые берутся из модели IRI.

Альтернативным подходом для получения высоты перехода  $O^+/H^+$  по данным внешнего зондирования, является подход Маринова и Кутиева [44], в котором для получения профиля  $O^+$  используется градиент электронного профиля в нижней части внешней ионосферы вблизи максимума слоя F2. Таким образом, высотой перехода  $O^+/H^+$  считают высоту, на которой концентрация  $O^+$  становится равной половине концентрации  $N_e$  (рис.3.13).

Кроме описанных методов и моделей, существуют модели, которые учитывают динамические эффекты в системе ионосфера-плазмосфера. В таких моделях используется свойство замагниченности тепловой плазмы ионосферы, и расчет параметров ведется вдоль геомагнитной трубки. Это модель зарубежных авторов FLIP (Field Line Ionosphere Plasmasphere) [53, 67, 77] и модель, созданная в ИСЗФ СО РАН [10, 63, 64] (модель Тащилина А.В.), которые также позволяют вычислять высоту перехода  $O^+/H^+$ .

Сравнение значений высоты перехода  $O^+/H^+$ , получаемой по теоретической модели FLIP с методами внешнего зондирования (рис.3.14) показывает, что метод Веба хорошо согласуется с моделью FLIP, а метод Маринова и Кутиева дает

более низкие значения для дневных часов. Согласно модели FLIP и методу Веба, дневные значения высоты перехода достигают 1500-2000км во время низкой солнечной активности, и 3000-4000км во время высокой солнечной активности.

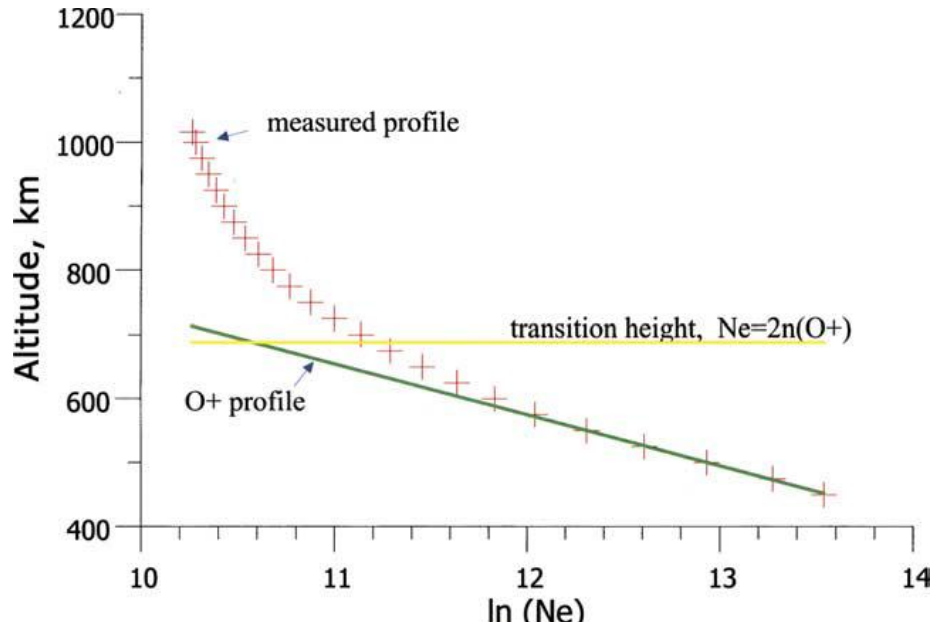


Рис.3.13. Метод определения высоты перехода  $O^+/H^+$  в подходе Маринова и Кутиева [44].

Ночные значения колеблются от 500км во время низкой активности Солнца, до 800-1000км во время высокой солнечной активности.

По методу Маринова, высота перехода имеет значения 600-700км ночью и 800-1000км днем в зависимости от уровня солнечной активности. Согласно модели Тащилина А.В. дневные значения высоты перехода  $O^+/H^+$  для октября 2002г. (Индекс F10.7 менялся от 140 до 180 для 10 дней) составляют ~2200 км, а ночные ~1000км (рис.3.15). Такие значения близки к данным модели FLIP, полученным для 1978-1979 гг. (аналогичные значения индекса F10.7).

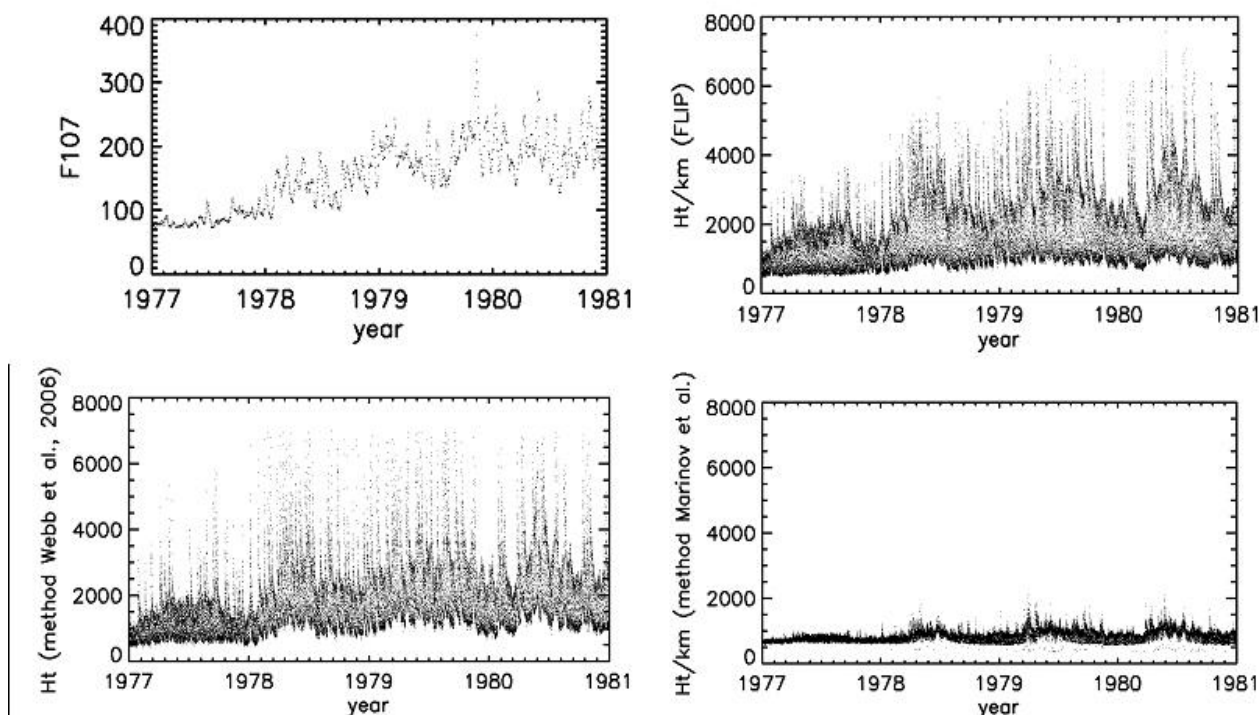


Рис.3.14. Сравнение высоты перехода  $O^+/H^+$  по данным модели FLIP и данным внешнего зондирования по двум методикам Веба и Маринова.

О возможных причинах существенного различия самосогласованных теоретических моделей с данными эмпирических моделей мы уже говорили при обсуждении зависимости высоты перехода от нейтрального ветра. Очевидно, что условие диффузионного равновесия обычно не выполняется, и если модель не учитывает реальный нейтральный ветер и реальные коэффициенты диффузии в выражении (2.18), то значения высоты перехода будут завышены. Однако, в отсутствие прямых измерений  $h_T$ , данный вопрос остается дискуссионным.

В апреле 2006 года на орбиту были выведены 6 микроспутников FORMOSAT-3 в

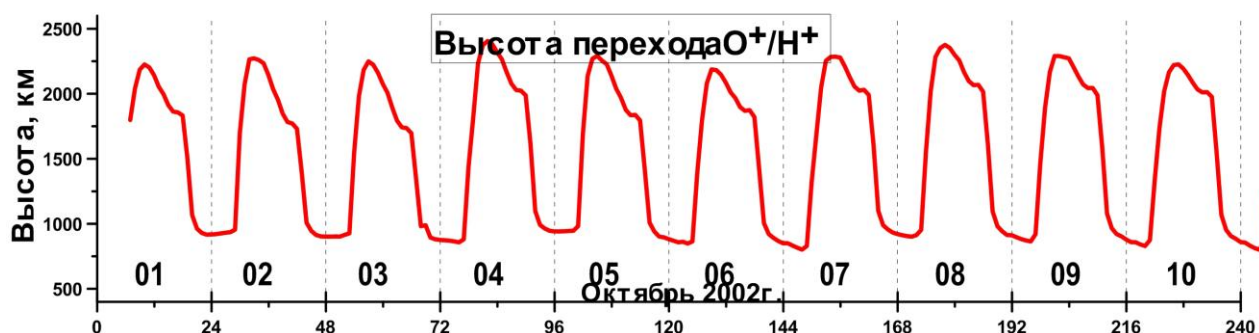


Рис.3.15. Высота перехода по модели Тащилина А.В. для 1-10 октября 2002г.

рамках совместного проекта США-Тайвань по исследованию атмосферы COSMIC. Данные радиозатменных экспериментов позволяют восстанавливать вертикальные профили электронной концентрации [60,78]. Глобальная карта значений высоты перехода  $O^+/H^+$ , полученной по восстановленным профилям COSMIC представлена на рис.3.16 для 4 сезонов года.

Красной пунктирной линией проведена широта, на которой располагается радар ИРНР. Видно, что ночные значения на нашей широте составляют в среднем 500-600км, а дневные 800-1000км для всех сезонов года во время низкой солнечной активности, на которую приходится 2006-2007 года.

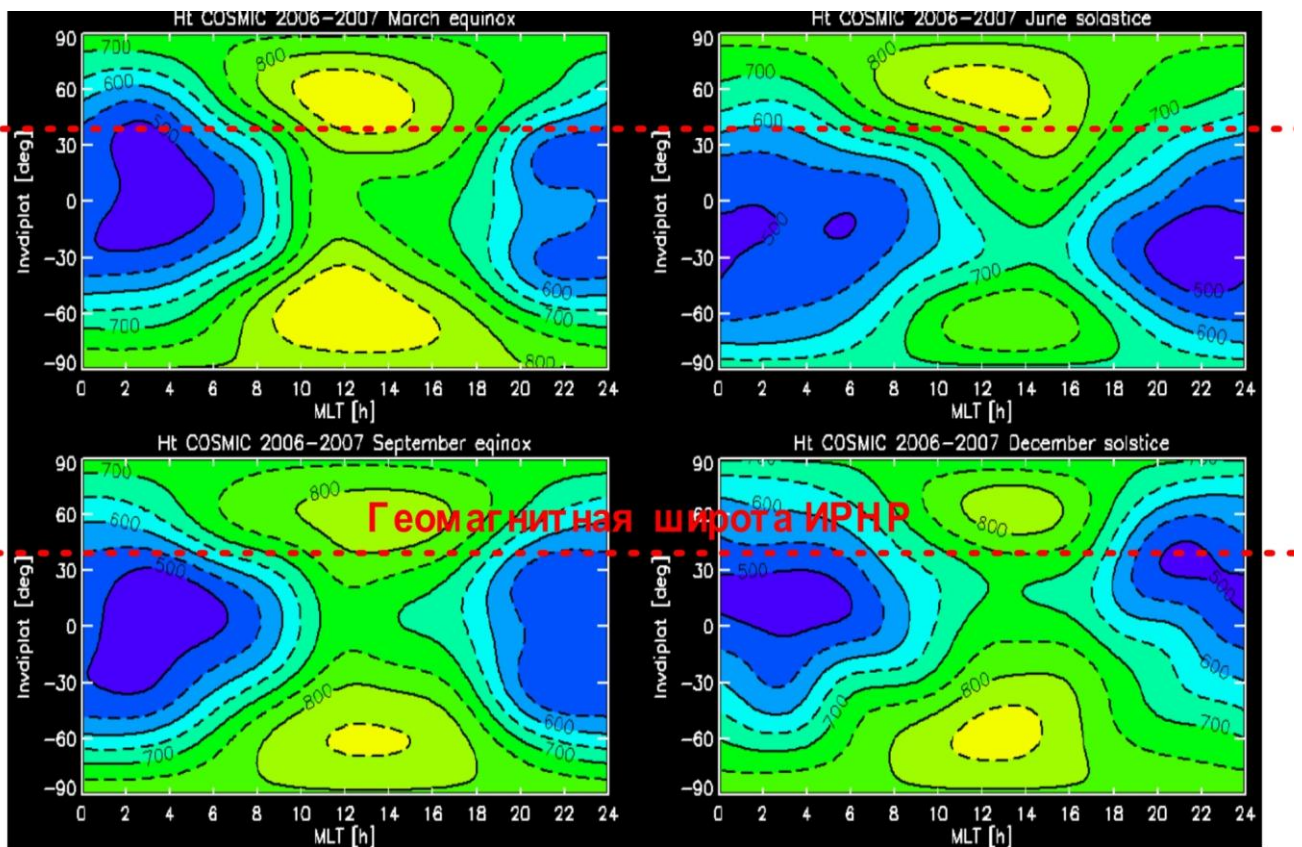


Рис.3.16. Высота перехода  $O^+/H^+$  как функция геомагнитной широты и локального времени построенная по данным измерений на спутниках FORMOSAT-3 программы COSMIC. Красным пунктиром отмечена геомагнитная широта ИРНР.

Таким образом, сопоставляя результаты метода ИРНР-GPS при определении высоты перехода  $O^+/H^+$  с результатами, полученными с помощью других методик и моделей, полученных другими авторами, можно заключить следующее:

- Значения высоты перехода, полученные по методу ИРНР-GPS, хорошо согласуются с данными модели DY-85 и методикой Маринова и Кутиева, как для дневных, так и для ночных часов.

- Имеется приемлемое согласие с результатами аппроксимации прямых спектральных измерений ИРНР

- Данные ИРНР-GPS хорошо согласуются с данными радиозатменных экспериментов COSMIC/FORMOSAT-3. Удовлетворительно согласуются с данными спутника C/NOFS.

- Наибольшие отличия в полученных нами абсолютных значениях высоты перехода  $O^+/H^+$  наблюдаются при сравнении с моделью TTS, моделью FLIP, моделью Тащилина А.В., и методом Веба. Все они дают более высокие значения высоты перехода днем.

### 3.4 Выводы

Проведенные исследования показывают, что точность определения высоты перехода  $O^+/H^+$  в рамках разработанной модели внешней ионосферы, зависит от многих факторов, т.к. получается с использованием комбинации прямых измерений ИРНР и модельных данных IONEX GPS. Однако в целом, предложенная методика позволяет получать приемлемые оценки высоты перехода  $O^+/H^+$  над Восточной Сибирью и, тем самым, оценивать состояние системы ионосфера – плазмосфера в этом регионе.

В отличие от других методов определения высоты перехода, с помощью данного метода реализуется возможность исследовать локальную динамику  $h_T$  с высоким временным разрешением, которое обычно достигается на радарх некогерентного рассеяния. Для данных ИРНР после 2011г. существуют потенциальные возможности для улучшения точности метода путем привлечения данных ПЭС с приемников GPS расположенных в непосредственной близости от ИРНР. Это позволит избежать неопределенности в 1-3TECU, которая присутствует в картах IONEX формата. Кроме этого данная методика может быть улучшена путем использования данных ионного состава прямых спектральных

измерений ИРНР. В любом случае ценность данного метода определяется возможностью получения недоступной ранее информации о состоянии границы перехода между ионосферой и плазмосферой.

Исследование влияния солнечной и геомагнитной активности на высоту перехода  $O^+ / H^+$  показало, что имеется четко выраженный суточный ход этого параметра, связанный с освещенностью ионосферы. Изменения, связанные с уровнем солнечной активности, в большинстве рассмотренных экспериментов, повышают высоту перехода при увеличении индекса  $F10.7$ , и понижают при его уменьшении. Однако были обнаружены случаи и с обратной зависимостью. Влияние геомагнитных возмущений проявляется в динамике  $h_T$  в виде увеличения амплитуды колебаний, увеличения вероятности появления резких вариаций, не связанных с прохождением солнечного терминатора, что не наблюдается в магнитоспокойные дни.

Так же проведенные исследования позволили оценить вклад плазмосферы в полное электронное содержание. ПЭС можно условно разделить на 2 части: электронное содержание ионосферы (то, что ниже высоты перехода  $O^+ / H^+$ ), и электронное содержание плазмосферы (все, что выше). По нашим результатам, содержание плазмосферы в некоторые дни может достигать уровня электронного содержания ионосферы и даже превышать его. Такие случаи наблюдались довольно редко и преимущественно в магнитовозмущенные дни. При спокойных геомагнитных условиях плазмосфера вносит около 10-15% в полное электронное содержание, измеряемое приемниками спутников GPS.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты диссертационной работы можно сформулировать следующим образом:

1. Разработана модель области перехода между ионосферой и плазмосферой, учитывающая распределение парциальных концентраций ионов атомарного кислорода и атомарного водорода через масштабную высоту переходной области.

2. На основе разработанной модели, а также совместного использования данных Иркутского радара некогерентного рассеяния и карт полного электронного содержания GPS разработан метод определения высоты перехода  $O^+/H^+$ .

3. На основе данного метода проведены расчеты высоты перехода  $O^+/H^+$  и масштабной высоты внешней ионосферы для Восточно-Сибирского региона. Проведены исследования их суточной и сезонной динамики в зависимости от уровней солнечной и геомагнитной активности за 1998-2005гг.

4. Показано, что вклад электронного содержания плазмосферы в ПЭС может составлять до ~50% ночью и до 30% днем. Типичные значения электронного содержания плазмосферы составляют 10-15%.

5. Исследования масштабной высоты ионов  $O^+$  показали, что при анализе динамики этой величины необходимо четко разделять диффузионную компоненту и вклад внешних динамических процессов, таких как увлечение нейтральным ветром и динамика потока из сопряженной ионосферы, вклад которых сравним с вкладом диффузии.

6. Показано, что высота перехода  $O^+/H^+$  имеет четко выраженную суточную динамику с характерными уровнями для дневной и ночной ионосферы. ВП увеличивается с увеличением солнечной активности и в основном определяется динамикой ионов атомарного кислорода, которые более подвержены увлечению термосферным нейтральным ветром. В условиях

геомагнитных возмущений ВП изменяется разнонаправлено в зависимости от направления потока плазмы вдоль геомагнитного поля.

7. Проведено сравнение результатов расчетов по методу ИРНР-GPS с данными других полуэмпирических и теоретических моделей, которое показало хорошее количественное соответствие с полуэмпирическими моделями.

8. Большинство полуэмпирических моделей, включая метод ИРНР-GPS, дают более низкие значения высоты перехода по сравнению с теоретическими моделями, предполагающими состояние диффузионного равновесия плазмы в рассматриваемом диапазоне высот.

Автор благодарит сотрудников ИСЗФ СО РАН за возможность использования данных Иркутского радара некогерентного рассеяния и базы данных карт IONEX GPS, созданной в институте. Автор также благодарен К.Г. Ратовскому и А.В. Тащилину за внимательное прочтение рукописи и полезные замечания, которые были учтены при окончательной редакции текста.

### **Основные положения выносимые на защиту**

1. Разработан метод определения высоты перехода  $O^+/H^+$  в ионосфере Восточно-Сибирского региона, использующий данные Иркутского радара НР, данные карт ПЭС GPS и модель внешней ионосферы, учитывающую структуру области перехода через масштабную высоту переходной области.

2. Выявлено, что типичные значения масштабной высоты составляют около 100км днем и 150км ночью при низкой солнечной активности, и увеличиваются, в среднем, на 50км во время высокой солнечной активности. При возмущенной геомагнитной обстановке вариации масштабной высоты зависят от направления и величины потока плазмы вдоль геомагнитного поля, вызывая спорадические возмущения.

3. Показано, что для Восточно-Сибирского региона, значения высоты перехода  $O^+/H^+$ , в среднем, составляют 600-900км ночью и 900-1200км днем,

причем динамика высоты перехода определяется динамикой ионов атомарного кислорода днем, и потоком ионов водорода из плазмосферы ночью. В возмущенных условиях и при высокой солнечной активности высота перехода, как правило, увеличивается, а при низкой солнечной активности уменьшается.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Акасофу С.-И., Чепмен С. Солнечно-Земная физика// М.:Мир.-1974. 384 с.
2. Альперт Я.Л. и др. О некоторых результатах определения электронной концентрации внешней области Ионосферы по наблюдениям за радиосигналами первого спутника Земли // УФН.-1958.- Т. 65. С. 161.
3. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы // М.: Наука.-1988. 528с.
4. Джексон Дж., Уоррен Е. Цели, история и основные достижения программ исследования ионосферы с помощью спутников // ТИИЭР.-1969.- Т. 57. № 6. С. 7–12.
5. Жеребцов Г.А., Заворин А.В., Медведев А.В., Носов В.Е., Потехин А.П., Шпынев Б.Г. Иркутский радар некогерентного рассеяния // Радиотехника и электроника.-2002.-Т.47.№.11. С.1339–1345.
6. Иванов-Холодный Г.С., Никольский Г.М. Солнце и ионосфера //М.:Наука.-1969. 456 с.
7. Кринберг И.А., Тащилин А.В. Ионосфера и плазмосфера // М.:Наука.-1984. 188 с.
8. Ратклифф Дж. А. Введение в физику ионосферы и магнитосферы // М.: Мир.-1975. 296 с.
9. Ришбет Г., Гарриот О.К. Введение в физику ионосферы // Л.: Гидрометеоздат. -1975. 304с.
10. Тащилин А.В., Романова Е.Б. Моделирование свойств плазмосферы при спокойных и возмущенных условиях // Геомагнетизм и аэрономия.-2014.- Т.54. №1, С. 1-10.
11. Хабитуев Д.С., Шпынев Б.Г. Вариации высоты перехода  $O^+/H^+$  над Восточной Сибирью по данным Иркутского радара НР и ПЭС GPS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.-2014.- Т.11. №1. С.107-117.

12. Шпынев Б.Г., Воронов А.Л. Минимизация нелинейного функционала невязки в задачах потоковой обработки экспериментальных данных // Вычислительные методы и программирование.- 2013.- Т.14. С. 503-515.
13. Шпынев Б.Г., Жеребцов Г.А., Тащилин А.В., Хабитуев Д.С., Щербаков А.А. Анализ состояния среднеширотной внешней ионосферы по данным измерений на Иркутском радаре НР // Солнечно-земная физика.-2010.- №16. С. 15-20.
14. Эванс Дж. В. Теоретические и практические вопросы исследования ионосферы методом некогерентного рассеяния радиоволн // ТИИЭР.-1969.- Т.57. №4. С. 139-175.
15. Belehaki A., Marinov P., Kutiev I., Jakovski N., Stankov S. Comparison of the topside ionosphere scale height determined by topside sounders model and bottomside digisonde profiles // Adv. Space Res. -2006.- V.37. P.963-966.
16. Bilitza D., Reinisch B.W., International reference ionosphere 2007: Improvements and new parameters // Adv. Space Res. -2008.- V.42. P.599-609.
17. Bilitza, D. International reference ionosphere 2000 // Radio Sci.- 2001.- V.36. P.261–275.
18. Borgohain A., Bhuyan P.K. Solar cycle variation of ion densities measured by SROSS C2 and FORMOSAT-1 over Indian low and equatorial latitudes // Journal of Geophysical Research.- 2010.- V.115. №.A4. P.A04309.
19. Buonsanto M. J., Starks M. J., Titheridge J. E., Richards P.G., Miller K. L. Comparison of techniques for derivation of neutral meridional winds from ionospheric data // J. Geophys. Res.- 1997.- V.102. P. 14477–14484.
20. Danilov A.D., Yaichnikov A.P. A new model of the ion composition at 75 to 1000 km for IRI // Adv. Space Res.- 1985.- V.5. №.7. P.75-79.
21. Drob D.P., Emmert J.T., Crowley G. et al. An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07 // J. Geophys. Res.- 2008.- V. 113. A12304, doi:10.1029/2008JA013668.

22. Ezquer R.G., Jakovski N., Jadur C.A. Predicted and measured total electron content over Havana // JASTP.- 1997.- V.59. P.591-596.
23. Ezquer R.G., Ortiz de Adler N., Heredia T., Predictes and measured total electron content at both peaks of equatorial anomaly // Radio Sci. -1994.-V.29. P.831-838.
24. Garzón D., Brum C., Echer E., Aponte N., Sulzer M., S. González, R. Kerr, Waldrop L. Response of the topside ionosphere over Arecibo to a moderate geomagnetic storm // JASTP.- 2011.- V.73. P.1568-1574.
25. Gonzalez S. A., Sulzer M. P. Detection of He<sup>+</sup> layering in the topside ionosphere over Arecibo during equinox solar minimum conditions // Geophys. Res. Lett.- 1996.- V.23. P.2509-2512.
26. Gonzalez S.A., Sulzer M.P., Nicolls M.J. Solar cycle variability of nighttime topside helium ion concentrations over Arecibo // J. Geophys. Res.-2004.- V. 109. A07302, doi:10.1029/2003JA010100, 2004
27. Gonzalez S.A., Sulzer M.P., Nicolls M.J. Solar cycle variability of nighttime topside helium ion concentrations over Arecibo // J. Geophys. Res.- 2004.- V.109. A07302. doi:10.1029/2003JA010100.
28. Hanson, W. B., Ortenburger I. B. The coupling between the protonosphere and the normal F region // J. Geophys. Res.- 1961.- V.66. P.1425-1435.
29. Heelis R. A., Coley W. R., Burrell A. G., Hairston M. R., Power G. D. R. A., Harmon L. L., Holt B. J., Lippincott C. R. Behavior of the O<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> transition height during the extreme solar minimum of 2008 // Geophys. Res. Lett.- 2009.- V. 36. L00C03. doi:10.1029/2009GL038652.
30. Heelis R.A., Hanson W.B. Interhemispheric transport induced by neutral zonal winds in the F region // J. Geophys. Res.- 1980.- V.85. P.3045-3047.
31. Kutiev I., Heelis R. A., Aanatani S. The behavior of the O<sup>+</sup>-H<sup>+</sup> transition level at solar maximum // J. Geophys. Res.- 1980.- V.85. P.2366–2372.
32. Kutiev I., Marinov P. Topside sounder model of scale height and transition height characteristics of the ionosphere // Adv. Space Res.-2007.- V.39. P.759-766.

33. Kutiev I., Stankov S., Marinov P. Analytical Expression of O<sup>+</sup>-H<sup>+</sup> ion transition surface for use in IRI // *Adv. Space Res.*- 1994.- V.14. №.12. P.135-138.
34. Kutiev S.I., Marinov P.G., Watanabe S. Model of topside ionosphere scale height based on topside sounder data // *Adv. Space Res.*-2006.- V.37. P.943-950.
35. Lei J., Liu L., Wan W., Zhang S., Holt J. M. A statistical study of ionospheric profile parameters derived from Millstone Hill incoherent scatter radar measurements // *Geophys. Res. Lett.*-2004.- L14804, doi:10.1029/2004GL020578.
36. Lei, J., Liu L., Wan W., Zhang S. Variations of electron density based on long-term incoherent scatter radar and ionosonde measurements over Millstone Hill // *Radio Sci.*-2005.- V.40. RS2008, doi:10.1029/2004RS003106.
37. Liu L., Le H., Wan W., Sulzer M. P., Lei J., Zhang M.-L. An analysis of the scaleheights in the lower topside ionosphere based on the Arecibo incoherent scatter radar measurements // *J. Geophys. Res.*-2007.- V. 112. doi:10.1029/2007JA012250.
38. Liu L., Luan X., Wan W., Lei J., Ning B. Solar activity variations of equivalent winds derived from global ionosonde data // *J. Geophys. Res.*-2004.- V. 109. A12305, doi:10.1029/2004JA010574.
39. Liu, L., Wan, W., Zhang, M.-L., Ning, B., Zhang, S.-R., and Holt, J. M. Variations of topside ionospheric scale heights over Millstone Hill during the 30-day incoherent scatter radar experiment // *Annales Geophysicae.*-2007.- V.25. P.2019-2027.
40. Luan X., Liu L., Wan W., Lei J., Yu T. Climatology of the F-layer equivalent winds derived from ionosonde measurements over two decades along the 120\_–150\_E sector // *Annales Geophysicae.*- 2004.- V. 22. P. 2785–2796.
41. Luan X., Liu L., Wan W., Lei J., Zhang S.-R., Holt J. M., Sulzer M. P. A study of the shape of topside electron density profile derived from incoherent scatter radar measurements over Arecibo and Millstone Hill // *Radio Sci.*-2006- V.41. RS2006, doi:10.1029/2005RS003367.

42. MacPherson B., Gonzalez S.A., Bailey G.J., Moffett R.J., Sulzer M.P. The effects of meridional neutral winds on the O<sup>+</sup>-H<sup>+</sup> transition altitude over Arecibo // *J. Geophys. Res.*- 1998.- V.103. №.A12. P.29183-29198.
43. Mannucci A.J., Wilson B. D., Yuan D. N., Ho C. M., Lindqwister U. J., Runge T. F. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron-content measurements // *Radio Sci.*- 1998.- V.33. №.3. P.565-582.
44. Marinov P., Kutiev I., Watanabe S. Empirical model of O<sup>+</sup>-H<sup>+</sup> transition height based on topside sounder data // *Adv. Space Res.*- 2004.- V.34. P.2021-2025.
45. Meza A., Brunini C., Gularte Scarone A.E., Mosert M. Analysis of a topside ionospheric model using GPS and ionosonde observables // *Adv. Space Res.*-2008.- V.42. P.712-719.
46. Mikhailov A.V., Förster M., Leschinskaya T.Yu. On the mechanism of the post-midnight winter NmF2 enhancements: dependence on solar activity // *Annales Geophysicae.*-2000.- V.18. P.1422-1434.
47. Mikhailov A.V., Leschinskaya T.Yu., Förster M. Morphology of NmF2 nighttime increases in the Eurasian sector // *Annales Geophysicae.*-2000.- V.18, P. 618-628.
48. Mukhtarov P., Pancheva D., Andonov B., Pashova L. Global TEC maps based on GNSS data: 1. Empirical background TEC model // *J. Geophys. Res.*- 2013.- V.118. P.1-15.
49. Oliver W. L., Otsuka Y., Fukao S. MST radar measurement of ionospheric F region winds: The "layer wind" technique // *Radio Sci.*- 1998.- V. 33. №.4. P.941-948.
50. Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.*- 2002.- V.107. №.A12. doi:10.1029/2002JA009430.
51. Reinisch B.W., Huang X. Deducing topside profiles and total electron content from bottomside ionograms // *Adv. Space Res.* -2001.- V. 27. №.1. P.23-30.

52. Reinisch B.W., Nsumei P., Huang X., Bilitza D.K. Modeling the F2 topside and plasmasphere for IRI using IMAGE/RPI and ISIS data // *Adv. Space Res.*- 2007.- V.39. P.731-738.
53. Richards P. G., Torr D.G. Auroral modeling of the 3371A emission rate: dependence on characteristic electron energy // *J. Geophys. Res.*-1990.- V.95. P.10337-10344.
54. Rishbeth H. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2 layer // *JASTP.* -1998.- V.60. P.1385-1402.
55. Salah J.E., Holt J.M. Mid-latitude thermospheric winds from incoherent scatter radar and theory // *Radio Sci.*- 1974.- V.9. P.301-313.
56. Schaer S. Mapping and Predicting the Earth's Ionosphere Using the Global Positioning System // *Geod. Geophys. Arb. Schweiz.Inst. für Geod. und Photogramm, Zurich, Switzerland.*- 1999.- V.59.
57. Shpynev B.G. Incoherent scatter Faraday rotation measurements on a radar with single linear polarization // *Radio Sci.*- 2004.- V.39. №.3. RS3001,doi: 10.1029/2001RS002523.
58. Shpynev B.G., Khabituev D.S. Estimation of the plasmasphere electron density and O<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> transition height from Irkutsk incoherent scatter data and GPS total electron content, 2014 // *JASTP.*-2014.- DOI: 10.1016/j.jastp.2014.01.007.
59. Shpynev B.G., Potekhin A.P., Tashchilin A.V., Kurkin V.I., Zavorin A.V., Zhrebtsov G.A. The comparison of incoherent scatter data with IRI-2001 in East-Siberian region // *Adv. Space Res.*-2006.- V. 37. №.5. P.1108-1112.
60. Stankov S. M., Jakovski N. Topside ionospheric scale height analysis and modeling based on radio occultation measurements // *JASTP.*- 2006.- V.68. P.134-162.
61. Stankov S.M., Jakovski N., Heise S. A new method for reconstruction of the vertical electron density distribution in the upper ionosphere and plasmasphere // *J. Geophys. Res.*-2003.- V.108. doi:10.1029/2002JA009570
62. Strangeways H.J., Kutiev I., Cander L.R., Kouris S., Gherm V., Marin D., De La Morena B., Pryse S. E., Perrone L., Pietrella M., Stankov S., Tomasik L.,

Tulunay E., Tulunay Y., Zernov N., Zolesi B. Near-Earth space plasma modeling and forecasting // *Annals of Geophysics*.- 2009.- V.52. №3/4.

63. Tashchilin A.V., Romanova E.B. Numerical modeling the high-latitude ionosphere // *Proceeding of COSPAR Colloquia Series 2002*, 14, 315-325.

64. Tashchilin A.V., Romanova E.B. UT-control effects in the latitudinal structure of the ion composition of the topside ionosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.*- 1995.-V. 57. P.1497-1502.

65. Titheridge J.E. Determination of ionospheric electron content from the faraday rotation of geostationary satellite signals // *Planet. Space Sci.*- 1972.- V.20. P.353–369.

66. Titheridge J.E. Ion transition heights from topside electron density profiles // *Planet. Space Sci.*- 1976.- V.24. P.229–245.

67. Torr M.R., Torr D.G., Richards P.G., Yung S.P. Mid- and low-latitude model of thermospheric emissions 1 O+(2P) 7320 Å and N2(2P) 3371 Å. // *J. Geophys. Res.*- 1990.- V.95. P.21147–21168.

68. Triscova L., Galkin I., Truhlik V., Reinisch B.W. Application of seamless vertical profiles for use in the topside electron density modeling // *Adv. Space Res.*- 2007.- V.39. P.774-778.

69. Triscova L., Truhlik V., Smilauer J. An empirical model of ion composition in the outer ionosphere // *Adv. Space Res.*- 2003.- V.31. №.3. P.653-663.

70. Triscova L., Truhlik V., Smilauer J. An empirical topside electron density model for calculation of absolute ion densities in IRI // *Adv. Space Res.*- 2006.- V.37. P.928-934.

71. Truhlík V., Trísková L., Šmilauer, J. Manifestation of solar activity in the global topside ion composition - a study based on satellite data // *Ann. Geophysicae.*- 2005.- V.23. №.7. P.2511-2517.

72. Truhlik V., Triscova L., Smilauer J. New advances in empirical modeling of ion composition in the outer ionosphere // *Adv. Space Res.*- 2004.- V.33. P.844-849.
73. Truhlik.V., Bilitza.D., Triscova.L. Towards better description of solar activity variation in the International Reference Ionosphere topside ion composition model // *Adv. Space Res.*- 2014.- doi: 10.1016/j.asr.2014.07.033
74. Verhulst T., Stankov S. M. Evaluation of ionospheric profiles using topsidesounding data // *Radio Sci.*- 2014.- doi: 10.1002/2013RS005263.
75. Waldrop L. S., Kudeki E., Gonzalez S. A., Sulzer M.P., Garcia R., Butala M., Kamalabadi F. Derivation of neutral oxygen density under charge exchange in the midlatitude topside ionosphere // *J. Geophys. Res.*-2006.-A11308, doi: 10.1029/2005JA011496
76. Webb P.A., Benson R.F., Grebowsky J. Altitude variations of middle-latitude ionospheric electron-density profiles // *Adv. Space Res.*- 2006.- V.37. P.951-957.
77. Webb P.A., Essex E.A. A dynamic diffusive equilibrium model of the ion densities along plasmaspheric magnetic flux tubes // *JASTP.*- 2001.- V.63. P.1249–1260.
78. Yue X., Schreiner W.S., Lei J., Rocken C., Kuo Y., Wan W. Climatology of ionospheric upper transition height derived from Cosmic satellites during the solar minimum of 2008 // *JASTP.*- 2010.- V.72. P.1270-1274.
79. Zhang S.-R., Oliver W. L., Holt J. M., Fukao S. Ionospheric data assimilation: Comparison of extracted parameters using full density profiles and key parameters // *J. Geophys. Res.*- 2003.- V.108. doi: 10.1029/2002JA009521.
80. Zhang S-R., Holt J.M., Bilitza D.K., Eyken T., McCready M., Amory-Mazaudier C., Fukao S., Sulzer M. Multiple-site comparisons between models of incoherent scatter radar and IRI // *Adv. Space Res.*- 2007.- V.39. P.910-917.