

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
космофизических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера
Сибирского отделения Российской академии наук – обособленного
подразделения Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Федерального исследовательского центра «Якутский научный
центр Сибирского отделения Российской академии наук»
(ИКФИА СО РАН)**

На правах рукописи



Степанов Александр Егорович

**ИССЛЕДОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ СТРУКТУР
ВЫСОКОШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЫ И ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО
ДЖЕТА ПО ИЗМЕРЕНИЯМ НА ЯКУТСКОЙ ЦЕПОЧКЕ
ИОНОЗОНДОВ И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ**

Специальность 1.6.18 - науки об атмосфере и климате

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Научный консультант:
д.ф.-м.н., профессор, академик РАН
Крымский Г.Ф.

Якутск - 2023

Список основных сокращений

АИС - автоматическая ионосферная станция
ВЗ – вертикальное зондирование
ВНЗ – возвратно- наклонное зондирование
ГДВ - граница диффузных вторжений
ГИП - главный ионосферный провал
ДСЧ - доплеровский сдвиг частоты
КВ – короткие волны
КСИП - крупномасштабный сгусток ионосферной плазмы
ММП – межпланетное магнитное поле
МПЧ - максимальная применимая частота
НЗИ – наклонное зондирование ионосферы
ПД – поляризационный джет
ПИВ - перемещающиеся ионосферные возмущения
СКЧ - срыв критической частоты
AMPTE/CCE - Active Magnetospheric Particle Tracer Explorers/Charge
Composition Explorer
DE-2 - Dynamics Explorer
DPS – Digital Portable Sounder
DMSP - Defense Meteorological Satellite Program
GPS - Global Positioning System
LT – Local Time
MLT – Magnetic Local Time
PJ – Polarization Jet
SAID - SubAuroral Ion Drifts
SAPS - SubAuroral Polarization Stream
UT – Universal Time

ОГЛАВЛЕНИЕ

Список основных сокращений	2
Оглавление	3
Введение	6
Глава 1. Якутская меридиональная цепочка станций и наземные измерения крупномасштабных ионосферных структур	
1.1. Аппаратурное оборудование меридиональной цепочки ионосферных станций ВЗ и ВНЗ.....	11
1.2. Геофизическая информация по ионограммам ВЗ и ВНЗ в высоких широтах и их классификация.....	20
1.3. Полярная стенка главного ионосферного провала как индикатор геомагнитной возмущенности (эмпирическая модель)	35
1.4. Наклонное радиозондирование субавроральной ионосферы по измерениям дигизондов и модельные расчеты	39
Глава 2. Прикладные аспекты радиозондирования в высоких широтах	
2.1. Измерения сгустков ионизации в высокоширотной ионосфере	49
2.2. Механизм формирования крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы в дневной области ионосферы	55
2.3. Структурные особенности дневной ионосферы на широтах каспа по наземным и спутниковым данным.....	61
2.4. Перемещающиеся ионосферные возмущения по данным вертикального зондирования ионосферы.....	79
2.5. Анализ нарушений КВ связи на радиолиниях Якутского радиоцентра (субавроральные радиолинии).....	91
Глава 3. Проявления поляризационного джета (быстрых дрейфов ионосферной плазмы) по наземным данным	

3.1. Поляризационный джет: краткий экскурс в историю, характеристики и параметры, терминология.....	101
3.2. Определение «автографа» поляризационного джета на наземных ионограммах ВЗ.....	106
3.3. Динамика области полосы поляризационного джета по наземным и спутниковым измерениям.....	111
3.4. Наземные измерения скоростей дрейфа в полосе поляризационного джета (метод D1)	130

Глава 4. Морфология и динамика быстрых субавроральных ионных дрейфов

4.1. Характеристики и параметры поляризационного джета по наземным ионосферным данным.....	141
4.2. Сопоставление рядов многолетних данных с Земли и со спутников DMSP	148
4.3. Наблюдения поляризационного джета на долготно-разнесенных станциях.....	152
4.4. Результаты синхронных измерений инъекции энергичных ионов со спутника AMPTE/CSE и регистрации поляризационного джета на сети ионосферных станций.....	162
4.5. Вариации положения поляризационного джета и границы инъекции энергичных ионов во время суббурь.....	172

Глава 5. Физические процессы вблизи экваториальной границы кольцевого тока

5.1. Механизмы генерации сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения.....	181
5.2. Формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури: результаты наземных измерений.....	190

5.3. Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций.....	204
5.4. Продольные движения ионосферной плазмы при наблюдении поляризационного джета со спутников.....	208
5.5. Дрейфы ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета по наземным наблюдениям.....	217

Глава 6. Влияния поляризационного джета на структуру субавроральной ионосферы

6.1. Расчеты распределения концентрации ионов (электронов) в субавроральной области F ионосферы при включении сильных электрических полей магнитосферного происхождения	222
6.2. Сезонные особенности проявления поляризационного джета	229
6.3. Расчеты плотности и высоты максимума слоя F2 при наличии вертикальных и горизонтальных скоростей дрейфа.....	234
Заключение.....	243
Использованная литература	252

Введение

Физические явления, происходящие на субавроральных и авроральных широтах Земли давно являются предметом интереса многих исследователей, т.к. именно здесь впервые обнаруживаются наиболее важные аспекты солнечно-земных взаимосвязей. В этой зоне наблюдаются эффекты, отсутствующие или менее выраженные на других широтах, такие, как формирование главного ионосферного провала (ГИП) в широтном распределении электронной концентрации, формирование полярной стенки ГИП за счет высыпания низкоэнергичных электронов на экваториальной границе диффузных вторжений (ГДВ), образование провала лёгких ионов в верхней ионосфере, появление «оторванных» дуг и пятен в фоновом свечении верхней атмосферы в вечернем секторе и др. Отдельно отметим еще одно событие, которое наблюдается только в этой зоне и является предметом рассмотрения в настоящей работе. Это - узкие струи (потoki) быстрых субавроральных ионных дрейфов к западу вблизи проекции плазмопаузы на высотах области F ионосферы, которые наиболее заметно проявляются во время суббурь на фоне крупномасштабной конвекции плазмы.

В диссертационной работе на основе анализа многолетних измерений на Якутской цепочке ионосферных станций делается попытка систематизации наблюдений, выяснения природы формирования и развития крупномасштабных ионосферных структур в высоких широтах. Довольно значительное содержание работы составляют результаты измерения поляризационного джета, полученные наземными и спутниковыми методами, за четыре цикла солнечной активности. Наземные измерения основываются на ионосферных измерениях на Якутской цепочке меридиональных станций, куда в разное время входили такие пункты наблюдений как Якутск, Жиганск, Тикси, Батагай, Зырянка, Омолон и о. Котельный. Использовались также данные ионосферных станций Мурманска, Архангельска, Салехарда, Подкаменной Тунгуски, Норильска и Магадана.

Несмотря на то, что экспериментальные и теоретические исследования поляризационного джета ведутся уже несколько десятилетий, его природа до конца не выяснена, и поэтому изучение влияния солнечной активности на процессы в магнитосферно-ионосферной системе, а также механизмов формирования, посредством которых это влияние осуществляется, до сих пор остаются весьма **актуальными** задачами магнитосферно-ионосферной физики. Надо отметить, что поляризационный джет (ПД) регистрируется не в каждую суббурю и не во всех случаях глубокой инжекции частиц. Это указывает на то, что механизм формирования ПД все еще полностью не ясен и требует дальнейших экспериментальных и теоретических исследований.

Основной целью работы является экспериментальное исследование многолетних комплексных наземных и спутниковых наблюдений параметров, характеристик и динамики высокоширотной ионосферы во время магнитоактивных периодов. Исходя из целей работы были поставлены следующие **задачи**:

- интерпретация и классификация ионограмм вертикального и возвратно-наклонного зондирования высокоширотной ионосферы по измерениям на сети станций;
- исследование морфологии и динамики крупномасштабных структур авроральной и субавроральной ионосферы во время магнитных возмущений;
- сопоставление одновременных наземных и спутниковых измерений во время событий быстрых ионосферных дрейфов – поиск автографа быстрых дрейфов плазмы на субавроральных широтах по ионосферным материалам;
- измерения методом пространственно-разнесенного приема скоростей дрейфа ионосферной плазмы;
- сопоставление рядов многолетних данных с Земли и со спутников;
- численные расчеты на модели высокоширотной ионосферы в переменных Эйлера;

Первая глава работы посвящена описанию и развитию Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций на северо-востоке РФ за 1956 – 2003 гг., анализу геофизической информации, получаемой из ионограмм ВЗ и ВНЗ в высоких широтах и их интерпретации и классификации. Здесь же рассмотрены результаты наклонного зондирования субавроральной ионосферы по измерениям дигизондов (цифровых ионозондов) на односкачковой радиотрассе и численные расчеты на параболической модели.

Во второй главе приводятся измерения сгустков ионизации в высокоширотной ионосфере и предложен механизм их формирования в дневной области ионосферы. Рассматриваются также исследования структурных особенностей дневной ионосферы на широтах каспа по наземным и спутниковым данным, а также измерения по дигизондовым данным перемещающихся ионосферных возмущений. В этой же главе приведен анализ работы радиолиний Якутского радиоцентра (субавроральные радиолинии), который показал, что нарушения радиосвязи на субполярных радиолиниях начинаются на главной фазе геомагнитных бурь и продолжаются на фазе восстановления. Число дней, охваченных непрохождением КВ радиоволн, зависит от общего уровня магнитной активности. При равных значениях уровня возмущенности продолжительные нарушения радиосвязи наблюдались в тех бурях, которые характеризуются более высокими значениями планетарного К индекса.

В начале **третьей главы** приводится краткая история исследований поляризационного джета и обзор литературы по механизмам их формирования, а также первые наземные наблюдения ПД: его «автограф» на ионограммах вертикального радиозондирования и его динамика в ходе развития геомагнитной возмущенности. Приводятся также данные наземных измерений скоростей дрейфа ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета методом пространственно-разнесенного приема сигналов.

В **четвертой главе** приведена морфология и динамика быстрых субавроральных ионных дрейфов (поляризационного джета) по наземным и спутниковым данным.

В **пятой главе** кратко рассмотрены механизмы генерации сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения, формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури, а также дрейфы ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета.

В **шестой главе** представлены результаты модельных расчётов на трёхмерной модели высокоширотной ионосферы с учётом включения локального электрического поля магнитосферного происхождения. Сделано сопоставление результатов расчетов и экспериментальных данных в условиях формирования в субавроральной ионосфере поляризационного джета. Показана роль электрического поля магнитосферного происхождения в формировании узкого провала в широтном ходе электронной концентрации максимума $F2$ -слоя в вечернем секторе в период суббурь.

Основные результаты и положения диссертационной работы, выносимые на защиту:

1. По данным Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций разработана и предложена методика определения типов отражений и местоположения ионосферных структур по параметрам и характеристикам следов отражений на ионограммах вертикального и возвратно-наклонного зондирования. Накоплен уникальный экспериментальный ионосферный материал по вертикальному и возвратно-наклонному зондированию ионосферы.

2. По одновременным наземным и спутниковым измерениям определены признаки и «автографы» поляризационного джета – узких и быстрых дрейфов ионосферной плазмы на субавроральных широтах.

3. По данным наземных станций ионосферного зондирования выявлено, что совокупность наземных и спутниковых признаков количественно и качественно подтверждает, что и спутниковые, и наземный

методы измерений регистрируют одно и то же явление на приграничных областях плазмосферы - возникновение и развитие поляризационного джета или электрического поля магнитосферного происхождения.

4. Расчёты на трехмерной модели высокоширотной ионосферы с включением локального электрического поля (2 град ширины) показали возникновение узкого провала в широтном ходе электронной концентрации в максимуме $F2$ -слоя за счет быстрого выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную. Численные расчёты поляризационного джета хорошо согласуются с экспериментальными данными наземных ионосферных измерений.

Глава 1. Якутская меридиональная цепочка станций и наземные измерения крупномасштабных ионосферных структур

1.1. Аппаратурное оборудование меридиональной цепочки ионосферных станций ВЗ и ВНЗ

Станции вертикального и возвратно-наклонного зондирования ионосферы (ВЗ и ВНЗ), данные которых используются в настоящей работе, до 2003 г. состояли из стандартных станций вертикального зондирования типа АИС [Васильев и др., 1961], дополнительно оснащенные антенной системой "горизонтальный ромб" (РГ) [Айзенберг, 1961]. Применение такой антенной системы совместно с антенной системой "вертикальный ромб", которым обычно оснащены станции АИС, существенно увеличивает объем получаемой информации за счет расширения интервала зондируемых широт. Основной лепесток диаграммы направленности антенны "вертикальный ромб" наиболее эффективен для приема обратно отраженных сигналов из областей вблизи зенита станции. На Рис. 1.1 приведен разрез диаграммы направленности вертикальной ромбической антенны, установленной в Якутске, в плоскости, перпендикулярной поверхности Земли, для рабочих частот 5 и 7 МГц.

Отметим, что диаграммы направленности и параметры излучения в зенит скрещенных вертикальных и горизонтальных ромбических антенн рассчитаны общедоступной программой для расчета и анализа антенн MMANA-GAL [Гончаренко, 2002].

Излучающие и приемные характеристики горизонтальных ромбических антенн наоборот эффективны при наклонном зондировании. Раствор диаграммы направленности такой антенны в зависимости от азимутального угла при угле возвышения $D = 30^\circ$ и рабочей частоте 3 МГц по уровню половинной мощности составляет 40° . На Рис. 1.2 приведены диаграммы направленности в вертикальной и горизонтальной плоскостях для рабочей частоты 4 МГц для антенны РГ, установленной в Якутске. Расчеты

показывают, что основной максимум излучения всегда направлен под углом к горизонту и с увеличением частоты этот максимум излучения прижимается к Земле.

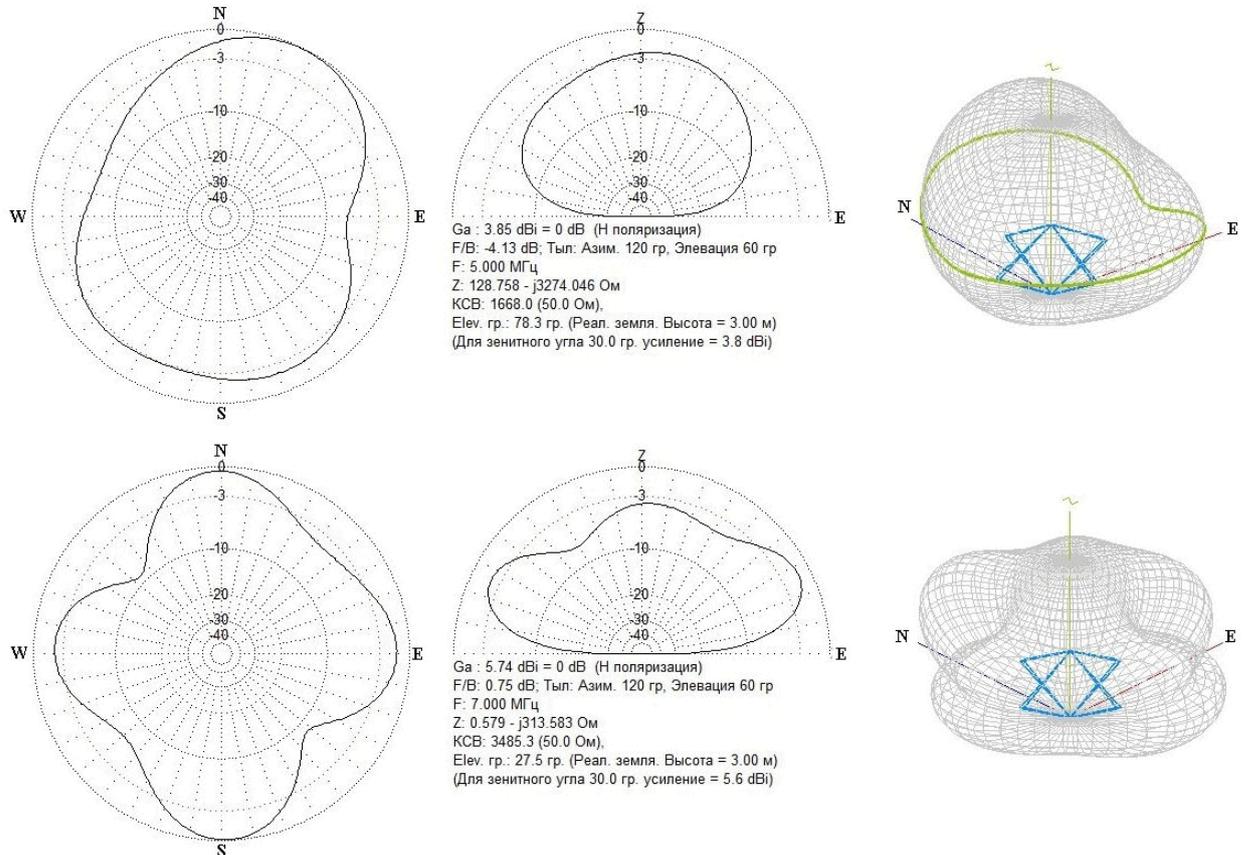


Рис. 1.1. Диаграммы направленности скрещенных вертикальных ромбических антенн при рабочих частотах $f = 5$ и 7 МГц.

На Рис. 1.3 представлены схематические представления антенных систем «вертикальный ромб» и "горизонтальный ромб", излучения основных лепестков которых направлены в зенит и вдоль магнитного меридиана на север, соответственно.

Следует отметить, что монтаж и установление синхронизации дополнительной антенны к станции вертикального зондирования АИС достаточно просты, чтобы позволять получать за один сеанс ионограммы и

вертикального, и наклонного зондирования ионосферы [Филиппов и др., 1979].

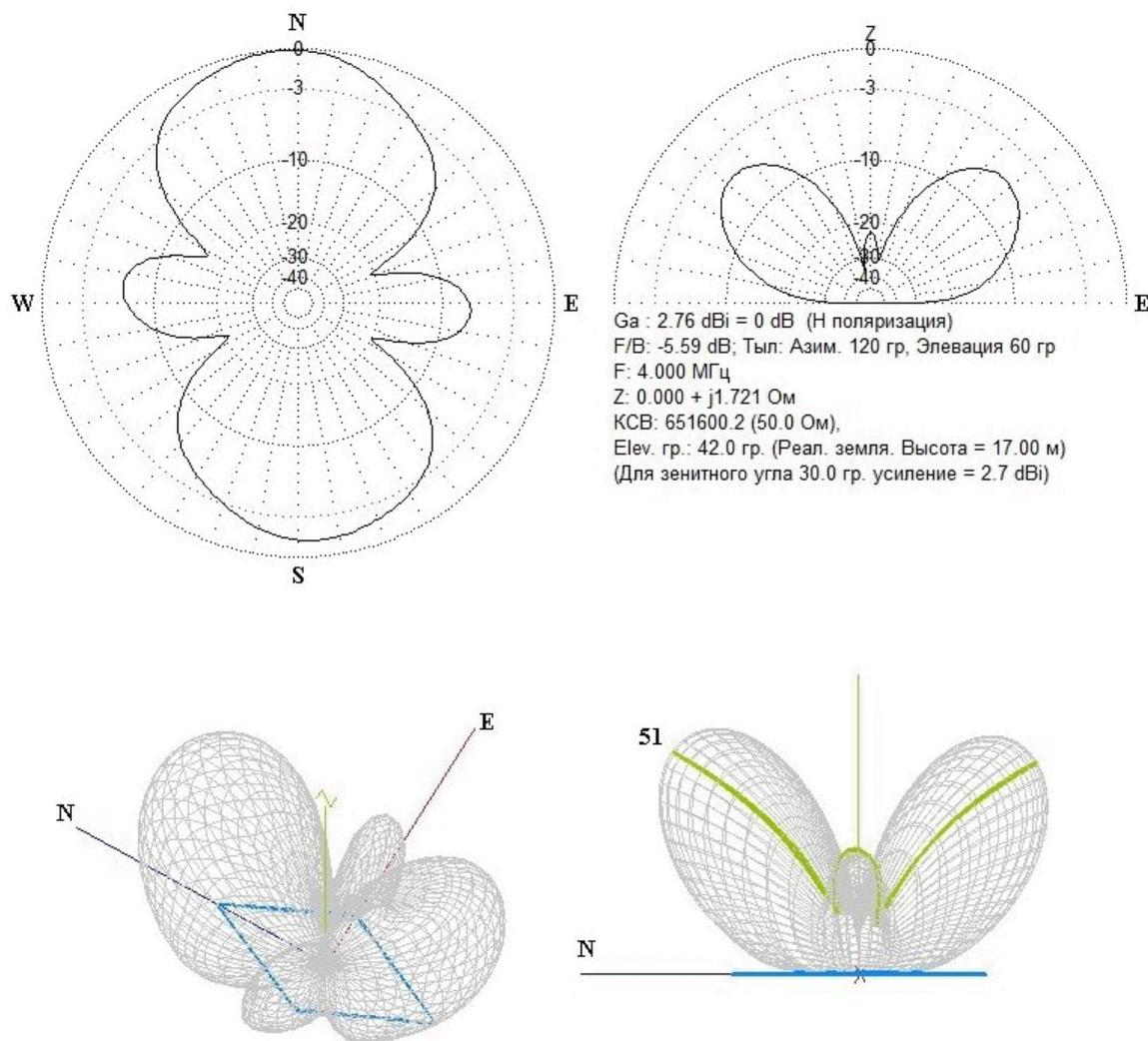


Рис. 1.2. Диаграмма направленности горизонтальной ромбической антенны, установленной в Якутске.

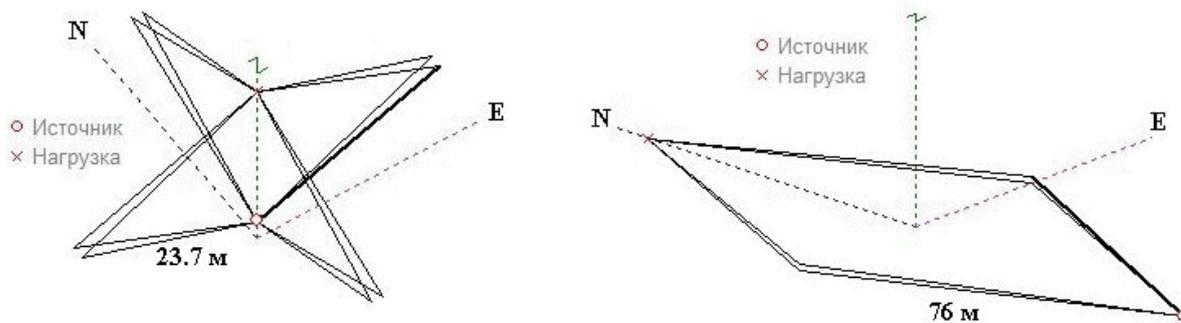


Рис. 1.3. Схематическая иллюстрация конструктивного исполнения антенного полотна скрещенной вертикальной ромбической и горизонтальной ромбической антенн.

Якутская цепочка ионосферных станций Якутск - Жиганск - Тикси, оборудованные АИС и оснащенные антеннами РГ, начала функционировать в середине семидесятых годов (см. Рис. 1.4). В периоды экспедиционных работ (как обычно приурочиваемых к международным интервалам наземных и спутниковых измерений) к цепочке могли присоединяться ионосферные станции на о. Котельный, в Батагае и в других местах северо-востока России. Координаты станций Якутской цепочки приведены в Таблице 1.

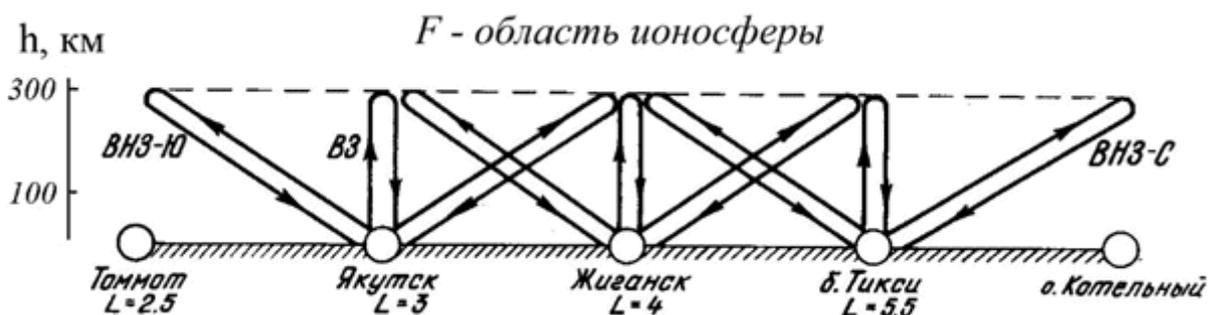


Рис. 1.4. Якутская меридиональная цепочка ионосферных станций Якутск - Жиганск - Тикси ($\lambda = 130^\circ$).

Таблица 1.

Станция	Код	Географ. коорд., широта и долгота	L-параметр	Вид наблюдений
Котельный		76.0, 132.0	6.00	ВЗ, ВНЗ
Тикси	ТХ471	71.6, 128.9	5.57	ВЗ, ВНЗ
Батагай		68.0, 133.7	4.20	ВЗ, ВНЗ
Жиганск	ЗН466	66.8, 123.4	4.06	ВЗ, ВНЗ
Якутск	УА462	62.0, 129.6	3.05	ВЗ, ВНЗ

Теперь вкратце рассмотрим методику расчета ионограмм при наклонном зондировании для ракурсно-чувствительных отражений от высот ионосферы [Мамруков и др., 1973а]. Известно, что при возвратно-наклонном зондировании в высоких широтах наряду с отраженными от Земли сигналами наблюдаются сигналы, отраженные от ионосферы [Bates et al., 1969; Bates et al., 1971; Мамруков и др., 1973б]. В большинстве работ считается, что такие отражения в случае наклонного падения радиоволны на ионосферу возможны при выполнении ракурсных условий, т.е. когда луч перпендикулярен магнитно-силовой линии. На Рис. 1.5 проиллюстрирован схематический пример траектории луча при произвольном угле падения на плотный слой ионосферы.

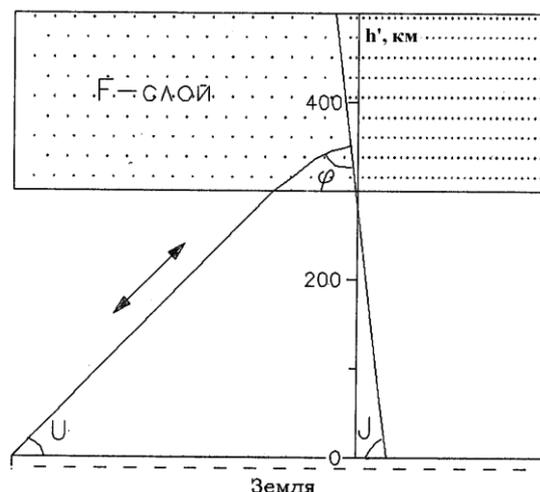


Рис. 1.5. Схематический пример траектории луча при произвольном угле падения на плотный слой ионосферы. U - угол излучения радиосигнала, J - угол наклона магнитной силовой линии, φ - углы рефракции в слое F.

Вскоре после вхождения в слой, в некоторой точке пространства, траектория луча становится ортогональной силовой линии магнитного поля (J). Искривление траектории в слое происходит вследствие рефракции. Если вблизи этой точки ионосфера заполнена неоднородностями, ориентированными вдоль геомагнитного поля и имеющими размер порядка длины зондирующей волны, то возможно обратное рассеяние радиоволны от таких неоднородностей (см. нп. [Taylor, 1973]). В условиях интересующей нас задачи мы рассматриваем отражение радиоволн от наклонной вдоль магнитного поля стенки повышенной ионизации. Таким образом, по задаваемым экспериментальным значениям максимальной электронной концентрации и высоты максимума слоя фоновой ионизации, в [Мамруков и др., 1973а] рассчитано семейство траекторий для различных углов излучения и ряда рабочих частот. Изменения магнитного наклона с широтой вдоль меридиана наблюдений (130° E) было рассчитано согласно [Пономарев и Гальперин, 1972]. Расстояние h' (или действующая наклонная дальность) до экваториальной кромки будет определяться по наименьшей частоте наклонного отражения, так как радиоволны с этой частотой будут испытывать

более сильную рефракцию в ионосфере и для них раньше выполнится условие ортогональности с магнитной силовой линией. На Рис. 1.6 показаны изменения дальности следов, наклонно-отраженных от границы повышенной ионизации, вдоль поверхности Земли D (или проекции области отражения на поверхность Земли) в зависимости от величины действующей высоты при рабочих частотах $f=2$ МГц и $f=3$ МГц, и максимальной концентрации F2 области $N_mF2 = 10^5$ см⁻³. Точность измерения дальности D колеблется в пределах ± 50 км [Мамруков и др., 1973а]. На Рис. 1.7 приведена палетка для вычислений дальностей вдоль поверхности Земли D и инвариантных координат Λ_o , рассчитанных для меридиана Якутской цепочки ионосферных станций. Здесь, дальности, для удобства, рассчитаны от широт Якутска, Жиганска и Тикси, соответственно.

С конца ноября 2002 г. ионосферная станция Якутск и, с ноября 2003 г. станция Жиганск, входящие в Якутскую меридиональную цепочку Якутск – Жиганск – Тикси, были оснащены дигизондами (цифровыми ионозондами) DPS-4, выпускаемыми Центром атмосферных исследований Массачусетского Университета, США (University of Mass Lowell, Center for Atmospheric Research, USA) [UMass Lowell Space Science Lab [Электронный ресурс]]. Из-за поляризационных измерений к антенно-фидерным системам на станциях были добавлены скрещенные (ориентированные на восток-запад) вертикальные ромбы с такими же параметрами как антенны ориентированные на север-юг.

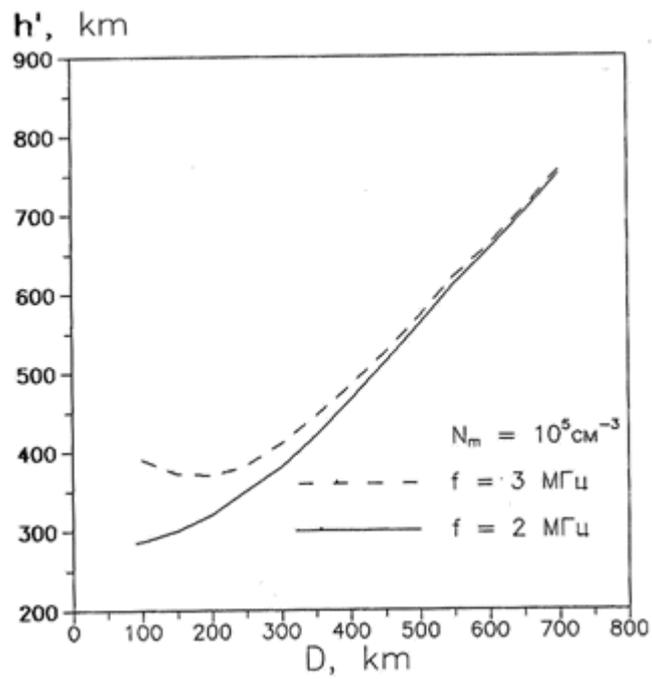


Рис. 1.6. Изменения дальности вдоль поверхности Земли D в зависимости от величины действующей высоты h' при $N_m = 10^5 \text{ см}^{-3}$.

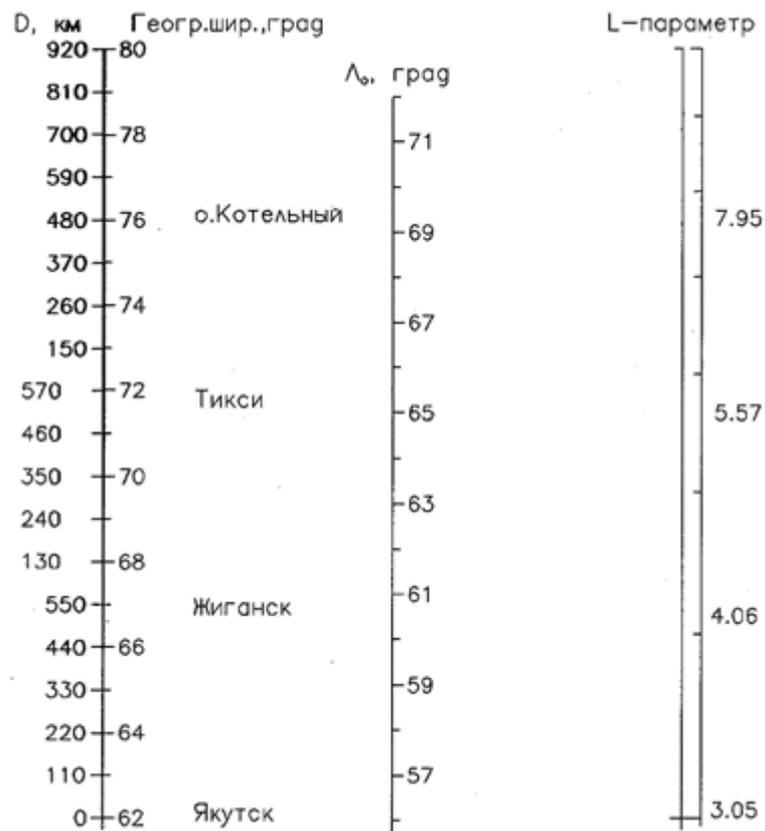


Рис. 1.7. Палетка для вычислений дальностей вдоль поверхности Земли D и инвариантных координат Λ_0 , рассчитанных для меридиана Якутской цепочки ионосферных станций. Дальности отсчитаны от широт Якутска, Жиганска и Тикси.

1.2. Геофизическая информация по ионограммам ВЗ и ВНЗ в высоких широтах и их классификация

В практике исследований ионосферы высоких широт методом вертикального и возвратно-наклонного радиозондирования (ВЗ и ВНЗ) при анализе ионограмм исследователи часто встречались с трудностью определения отражений от регулярных слоев и интерпретации разного вида дополнительных отражений, не входящих в стандартную классификацию следов, объяснение которых не могло быть выполнено однозначно в рамках метода ВЗ [Мамруков и др., 2000]. Типичные для таких ситуаций ионограммы показаны на рис. 1.8 по ВЗ в Якутске. Причину их появления видели в отражении или рассеянии сигнала ионозонда на неоднородностях в E- и F-областях сильно изменчивой неоднородной ионосферы высоких широт [Руководство URSI..., 1977; Руководство по вертикальному зондированию ионосферы, 1957]. После установления по данным радиозондирования со спутника "Алуэтт" существования главного ионосферного провала (ГИП) и описания основных его пространственно-временных характеристик на высотах максимума F [Muldrew, 1965] появилось новое понимание наклонных отражений на ионограммах ВЗ как отражений от полярного края ГИП [Stanley, 1966]. К настоящему времени наклонные отражения приобрели геофизическую значимость в качестве носителей информации о глобальных ионосферных структурах - о ГИП и ионосферном каспе, их локализации и динамике [Stanley, 1966; Мамруков и Зикрач, 1969; Liszka, 1967; Бенькова и др., 1983; Мамруков, 1973; Руководство URSI..., 1977; Bowman, 1969; Высокоширотное дополнение..., 1976]. В [Pike, 1971] этот вывод подтвержден при исследовании структуры E- и F-областей авроральной ионосферы по ионозондовым измерениям на широтном разрезе с самолета и по сопоставлению наклонных отражений со снимками форм полярных сияний камерой всего неба. В частности, в [Pike, 1971] сделано заключение, что по наклонным отражениям на ионограммах можно следить за динамикой зоны

полярных сияний. Сопоставления положений ГИП и ионосферного каспа по наклонным отражениям на ионограммах и локализация этих структур по прямым измерениям на широтных разрезах N_e на спутниках DMSP и "Космос-900" явились калибровкой ионозондовых данных о положении ГИП и каспа и показали реальную возможность регулярного наземного мониторинга этих постоянно существующих глобальных структур в высокоширотной ионосфере [Khalipov et al., 1996; Shestakova et al., 1997].

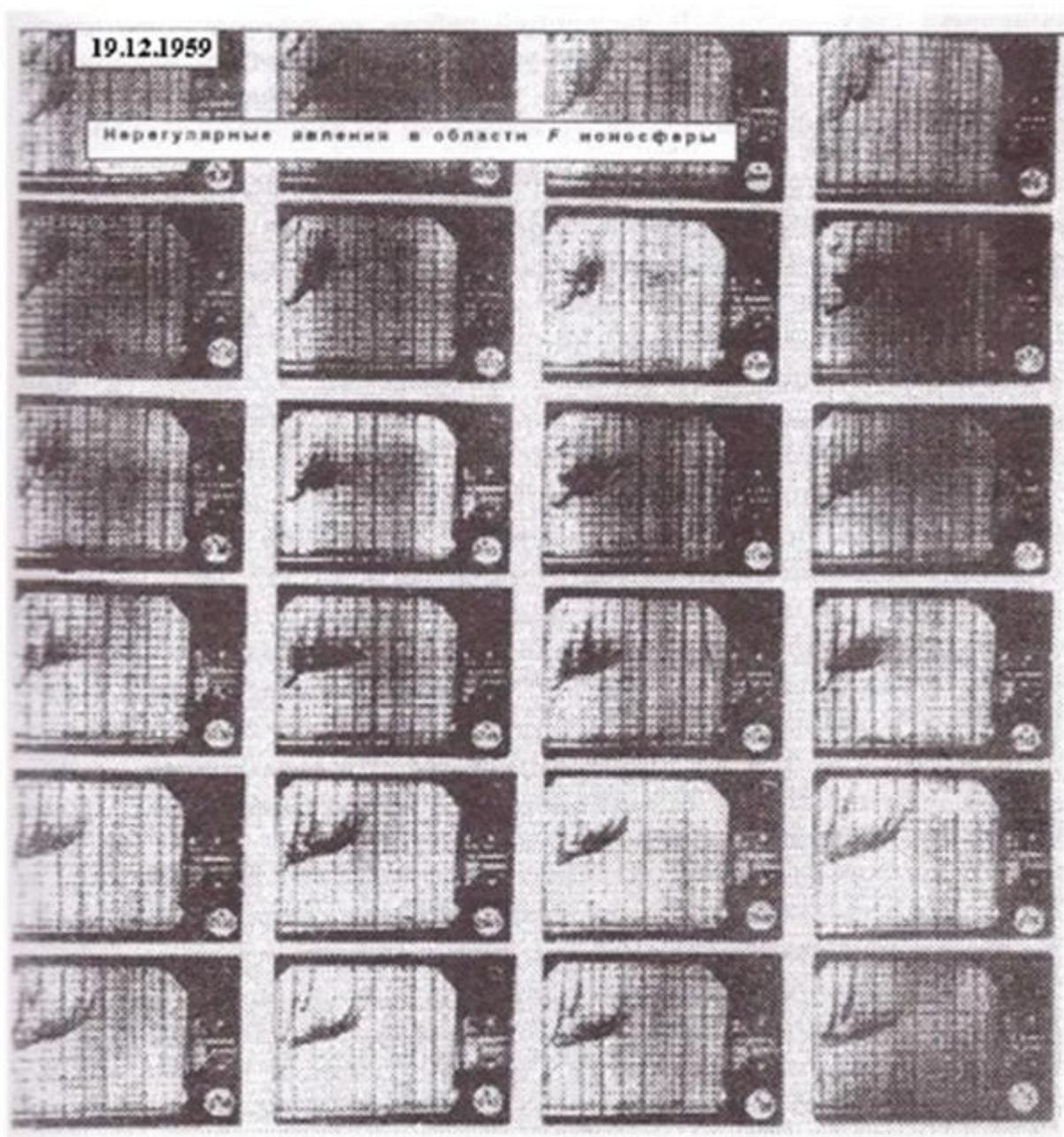


Рис. 1.8. Наклонные отражения первого типа. Последовательность ионограмм в Якутске с 19.30 LT 19.12.59 г. до 01.15 LT 20.12.59 г. со скважностью 15 мин, с наклонными отражениями от области F [Мамруков и Зикрач, 1969; Мамруков, 1973]. Видны стабильные (~2 МГц) критические частоты слоя F и меняющейся от срока к сроку по форме и величине предельной частоты, и дальности след наклонного отражения от полярной стенки ГИП [Мамруков и Филиппов, 1988].

В ряде комплексных исследований различной геофизической информации с привлечением наклонных радиоотражений от ионосферы при ионозондовых измерениях показана их информативность и возможность локализовать по наклонным отражениям такие характерные магнитосферные границы, как плазмопауза [Bowman, 1969; Мамруков и Зикрач, 1973; Халипов и др., 1981] и граница диффузных вторжений (ГДВ) [Халипов и др., 1977; Соловьев и др., 1989], или таких явлений, как субавроральный ионосферный дрейф (SAID - поляризационный джет) [Филиппов и др., 1984; Степанов и др., 2019б], фоновое свечение 6300А [Зикрач и др., 1979; Алексеев и др., 1980], устойчивые красные дуги [Алексеев и др., 1991; Khalipov et al., 2018] и продольные токи [Филиппов и др., 1988]. Стало очевидным, что важные магнитосферные явления могут определяться по проявлениям наклонных отражений на ионограммах. Однако следует отметить, что физическое толкование информации, которую несут наклонные отражения при радиозондировании ионосферы, часто неоднозначно, поэтому в каждом конкретном случае требует соответствующих методических подходов и учета некоторых логических и технических пояснений, как, например, учет формы следа, времени года и суток, характеристик излучения и приема сигнала ионозонда, условий прохождения радиоволн и т.п.

В практике работы с данными ВЗ по следу наклонного отражения в основном отсчитываются два параметра: действующую наклонную дальность (дальность по лучу) от станции до отражающей структуры D' и предельную

частоту отражения $foF2s$. Дальность D' пересчитывается в широту Φ проекции области отражения на поверхность земли с точностью в большинстве случаев не хуже 0.5° (см. Рис.1.6 и 1.7 из подглавы 1.1.).

В практике потенциальные возможности обычных ионозондов для измерений методом радиозондирования увеличивались путем использования антенн наклонного излучения и приема, и некоторых изменений в электрической схеме ионозонда [Мамруков и др., 1979; Мамруков и др., 1981]. Такая модернизация ионосферного оборудования повышала по сравнению с обычным ионозондом ВЗ вероятность появления наклонных отражений на ионограммах и увеличивала дальность обнаружения структур до 1000 и более км. В практику ионозондовой диагностики высокоширотной ионосферы эта разновидность радиозондирования вошла как метод возвратно-наклонного зондирования ионосферы (ВНЗ) [Мамруков, 1973; Мамруков и др., 1979; Мамруков и Филиппов, 1988].

Надо учитывать, что глобальные, постоянно существующие ионосферные структуры (ГИП, ионосферный касп) имеют как регулярное, так и зависящее от геофизической активности пространственно-временное смещение по широте в значительных пределах (от единиц градусов до $20-30^\circ$), и зондирующая станция в зависимости от своего местоположения относительно ионосферной структуры может "видеть" ее только в определенные интервалы времени. Для реализации круглосуточного мониторинга за такими структурами в Якутске начиная с 1979 г. работает меридиональная (вдоль $\lambda \sim 190^\circ$) цепочка ионозондов ВЗ и ВНЗ Якутск-Жиганск-Тикси [Мамруков и Филиппов, 1988]. Размещение ионозондов, их технические параметры, программа работы и методика измерений выбраны так, что цепочка является единым широкообзорным прибором, контролирующим в дежурном 15-минутном режиме методом ВЗ и ВНЗ параметры ионосферы и ее структуру в диапазоне широт от $L \sim 2.5$ до $L \sim 8-10$, т.е. от средних широт до полярной шапки.

Второй параметр, отсчитываемый по наклонным следам с ионограммы ВЗ

и ВНЗ, - предельная частота отражения (f_oF2s) - несет информацию об электронной концентрации N_e в неоднородности в случае зеркального отражения сигнала ионозонда или о размере рассеивающих неоднородностей в случае рассеяния сигнала. Работа цепочки совмещена с обычными обсерваторскими измерениями ВЗ и не требует дополнительно сколько-нибудь значительных финансовых и штатных затрат.

Данная работа является попыткой дать оригинальную классификацию следов наклонных отражений. Такая классификация нужна для однозначного их толкования различными наблюдателями, а также как основа для дальнейшей интерпретации различных следов наклонных радиоотражений. Можно сказать, что классифицировать наклонные отражения от ионосферы только по виду следа отраженного сигнала на ионограмме подобно тому, как это принято в стандартной обсерваторской обработке спорадических образований в области E [Руководство URSI..., 1977] или как это было предложено для наклонных отражений от области F в работах [Мамруков и др., 1980; Горелый и др., 1986], нельзя, так как существует много похожих по виду следов при разных ионосферных ситуациях и, наоборот, разные по виду следы могут соответствовать отражениям от одной и той же ионосферной структуры. Поэтому имеет смысл сделать классификацию, положив в ее основу информацию о структурах, которым обязаны своим появлением следы наклонных следов на ионограммах. При этом, требуется учет геомагнитных координат, местного времени (LT), геофизической возмущенности и технических характеристик оборудования.

В упорядочении нуждается и терминология, употребляемая разными авторами для обозначения следов наклонных отражений при интерпретации ионограмм ВЗ и ВНЗ. Чаще всего можно встретить такие термины, как "F2s-отражения" [Мамруков и Зикрач, 1969; Мамруков, 1973; Мамруков и Зикрач, 1973], "полярная шпора" [Бенькова и др., 1983; Руководство URSI..., 1977; Высокоширотное дополнение..., 1976], "замещающий слой" (replacement layer) [Бенькова и др., 1983; Высокоширотное дополнение..., 1976],

"наклонное эхо" [Высокоширотное дополнение..., 1976], "аномальное отражение" [Халипов и др., 1977]. Правильно будет применять термин "наклонное отражение". В абсолютном большинстве случаев - это результат отражения или рассеяния сигнала ионозонда на горизонтальных градиентах N_e вдоль магнитного меридиана зондирующей станции [Мамруков, 1973], положение которых по данным зондирования соответствует обычно экваториальной границе отражающей структуры. Поэтому метод ВНЗ ионосферы (отличающийся от ВНЗ Кабанова Н.И. [Кабанов, 1965]) как разновидность наземного зондирования ионосферы эффективен в субавроральных и авроральных широтах для исследования структуры и динамики высокоширотной ионосферы [Мамруков, 1969; Мамруков и др., 1980].

При классификации наклонных отражений по информации, которую они несут о структуре ионосферы, можно выделить 4 типа следов.

Тип I. Наклонные отражения от крупномасштабных неоднородностей. К данному типу относятся отражения от полярной стенки ГИП (или от экваториальной границы области аномальной авроральной ионизации в F-слое ионосферы). Это наклонные следы с предельной частотой больше критической частоты регулярного слоя F в зените зондирующей станции и с наклонной дальностью до отражающей структуры больше действующей высоты регулярного F-слоя. Следы наклонных отражений этого типа по форме могут быть четкими, с запаздыванием на высокочастотном конце следа и магнитоионным расщеплением, или диффузными. Форма следа (диффузный или четкий) указывает на механизм формирования наклонного сигнала. Диапазон рассеяния наклонных отражений позволяет судить о размерах неоднородностей на стенке ГИП. В случае гладкого следа с запаздыванием и магнитоионным расщеплением форма следа указывает на однородную структуру стенки ГИП с нарастающим градиентом N_e по широте. В [Зикрач и др., 1982] предложено по такому типу наклонных отражений считать N(D)-профиль - распределение N_e поперек стенки ГИП и исследовать ее структуру.

Ионограммы с наклонными следами первого типа (рис. 1.8) имеют место во всех случаях для ситуаций, когда ионозонд ВЗ и ВНЗ находится южнее полярной стенки ГИП до 1000 км, и в определенные интервалы времени дают возможность следить за динамикой его полярной стенки. Круглосуточный контроль за ее положением обеспечивает меридиональная цепочка ионозондов с параметрами, подробно описанными в [Мамруков и Филиппов, 1988]. На рис. 1.9 представлено положение ГИП по данным ВЗ на Якутской цепочке ионозондов 11 января 1984 г. (штрихи) и положение полярной стенки ГИП по наклонным отражениям при одновременном зондировании из Якутска, Жиганска и Тикси на север. Это естественная геофизическая граница, положение которой можно постоянно контролировать методом радиозондирования по наклонным следам такого типа. Ее положение соответствует экваториальной границе больших широтных градиентов N_e , по этим данным можно судить о положении "днища" ГИП (экваториальнее на 2-3° [Khalipov et al., 1996]), об экваториальном крае авроральной неоднородной ионизации в области F, об экваториальном крае ионосферного каспа в дневном секторе [Khalipov et al., 1996; Shestakova et al., 1997] и всего аврорального комплекса геофизических явлений, отмеченных выше. Для примера среднее для января 1984 г. положение этой границы наклонных отражений от области F при ВЗ и ВНЗ ионосферы на цепочке ионозондов и положение "днища" провала показаны на Рис. 1.10. В многочисленных работах по прямым измерениям со спутников пространственного распределения электронной концентрации получены обобщенные эмпирические зависимости положения полярной стенки ГИП, которым наши измерения хорошо соответствуют. В ряде теоретических работ положение стенки ГИП принято за основу при обработке численных моделей высокоширотной ионосферы [Колесник и Голиков, 1984; Голиков и др., 1985]. Этот тип наклонных отражений самый многочисленный, так как соответствует постоянно существующей глобальной ионосферной структуре - ГИП и типичной геофизической ситуации на субавроральных и авроральных широтах. Наклонные отражения I типа

используются при исследовании связи положения ГИП с магнитосферными генераторами продольных токов [Филиппов и др., 1980; Филиппов и др., 1988].

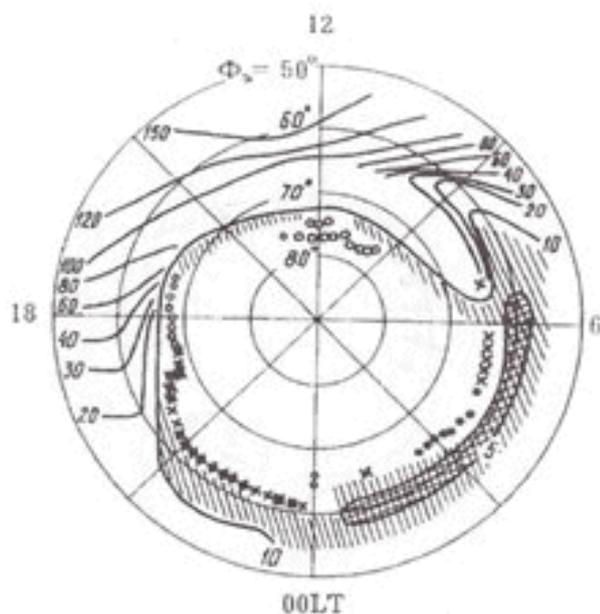


Рис. 1.9. Распределение N , в максимуме области F в единицах 10^4 см^{-3} по данным ВЗ на цепочке 11.01.1984 г. Штриховой областью отмечен ГИП. Положение полярной стенки ГИП (значки) определено по наклонным отражениям из разных пунктов [Мамруков и Филиппов, 1988]: о – ВНЗ север, Тикси; х - ВНЗ север, Жиганск. ● - ВНЗ север, Якутск. * - ВНЗ север, одновременно из Жиганска и Якутска; ☼ - ВНЗ север, одновременно из Жиганска и Тикси.

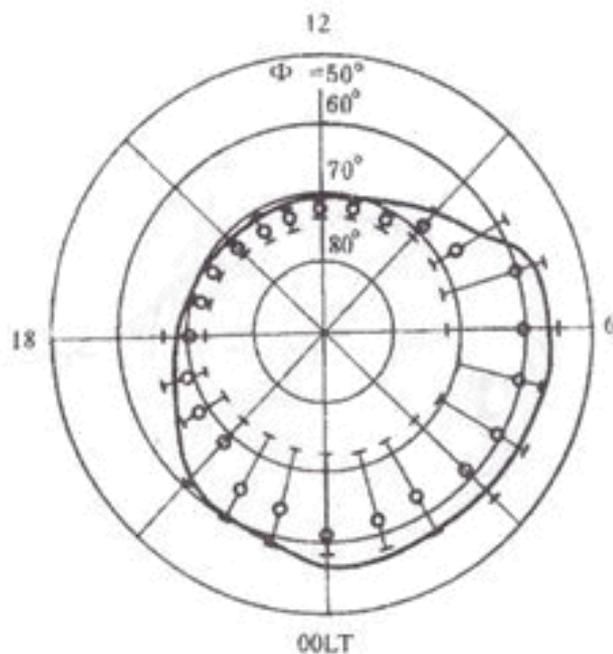


Рис. 1.10. Среднее положение минимума Ne в ГИП по ВЗ на цепочке для января 1984 г. (сплошная линия) и положение полярной стенки ГИП по наклонным отражениям (кружки). Отрезками прямых указан разброс часовых значений положения стенки ГИП по ВЗ.

Тип II. Отражения от узких провалов ионизации. В работах [Филиппов и др., 1984; Venkova et al., 1985; Решетников и др., 1987] по одновременным спутниковым и наземным измерениям был отождествлен "автограф" поляризационного джета на высотах области F. Было выявлено, что при возникновении в поле зрения ионозонда поляризационного джета на ионограммах станций регистрировались наклонные следы отражений с малыми (по сравнению с регулярными) критическими частотами (Рис. 1.11). При помощи лучевого трассирования радио волн было показано [Kalikhman et al., 1992], что такие следы приходят от узких (порядка $1-2^\circ$ широты) провалов ионизации, которые формируются поляризационным джетом за счет выноса ионосферной плазмы в западном направлении и увеличения скоростей рекомбинации на ионосферных высотах [Schunk et al., 1976]. Таким образом, при ионозондовых измерениях показана возможность идентификации по

следам наклонных отражений второго типа - поляризационного джета или узких провалов ионизации.

Тип III. Отражения от дуг полярных сияний. Это следы наклонно отраженных от ионосферы сигналов, регистрируемых в моменты появления дуг полярных сияний на станции ионосферного зондирования [Халипов и др., 1984]. На Рис. 1.12 приведена ионограмма ВНЗ (левый нижний угол), полученная на станции Тикси синхронно со снимком камерой всего неба (верхняя часть рисунка). Отражения на ионограмме имеют вид многоярусных прямых следов без заметного группового запаздывания вблизи предельных частот. Причем не критический характер наклонных отражений этого типа следует из того, что отражения с меньших дальностей не создают условий экранировки. Ответственные за отражения структуры распределены по дальности от точки регистрации и наблюдаются одна независимо от другой. Наиболее подходящим механизмом возникновения отражений в таком случае, по-видимому, является отражение радиоволн от мелкомасштабных неоднородностей ионизации, возникающих за счет высыпаний авроральных электронов со средними энергиями около 5 кэВ.

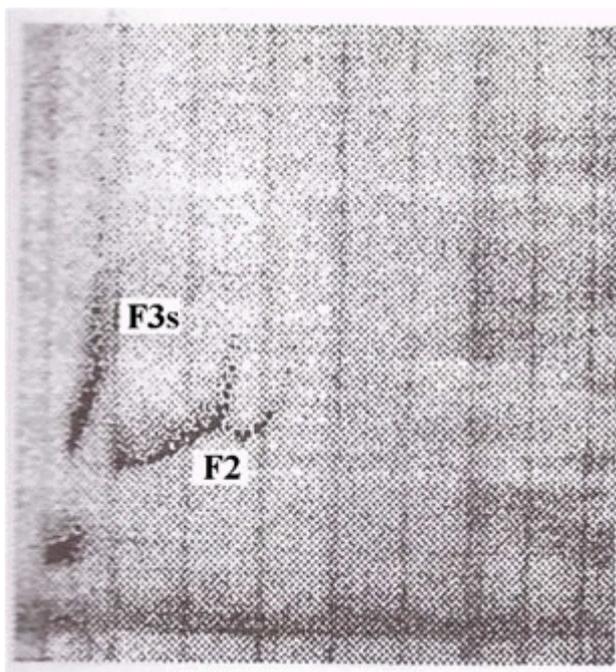


Рис. 1.11. Ионограмма ст. Тикси от 26.10.1983 г. в 17.30 LT, показывающая момент регистрации следа отражений от узкого провала ионизации или поляризационного джета (обозначен как F3s) [Филиппов и др., 1984]. Это случай наклонных отражений второго типа. Отражение от регулярного слоя обозначено как F2.

Наклонные дальности до дуг полярных сияний, обозначенных цифрами I, II, III, нанесены на ионограмму ВНЗ соответствующими стрелками. Дальности определены для высоты 110 км. Можно видеть близкое соответствие в положении следов на ионограмме ВНЗ и дуг полярных сияний. Вместе с тем наблюдаются следы, которые не имеют аналога на фотографии камерой всего неба. Отражение на дальности ~580 км, возможно, связано с дугой, расположенной вблизи границы поля зрения камеры всего неба, но, поскольку здесь возникают большие ошибки в определении дальности до дуги, она не нанесена на Рис. 1.12. В зените станции наблюдения регистрируется спорадический слой E_{sa}.

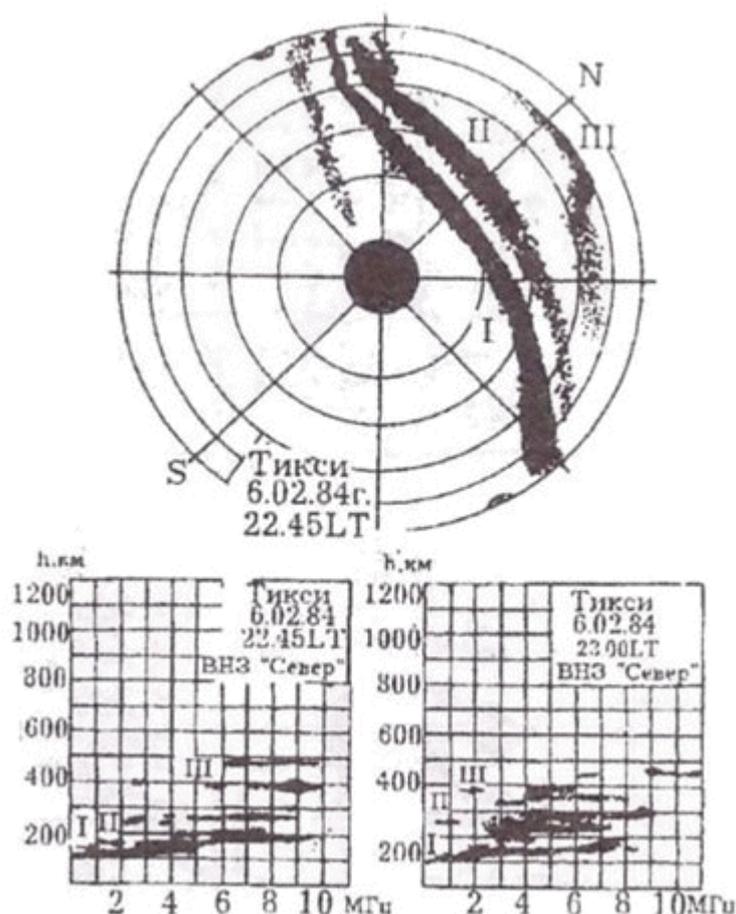


Рис. 1.12. Синхронные измерения ионозонда и снимки камерой всего неба в Тикси дуг полярных сияний 06.02.1984 г. в 22.45 LT. На ионограммах цифрами I, II и III отмечены соответствующие дугам полярных сияний характерные следы отражений, относящихся к наклонным отражениям третьего типа.

На ионограмме ВНЗ, снятой на 15 мин позже рассмотренной нами (Рис. 1.12 - правый нижний угол), видна сильно изменившаяся картина следов отражений. По-прежнему стрелки отмечают положение дуг сияний со снимка камерой всего неба за 23.00 LT. Наблюдения методом ВНЗ, выполненные в непрерывном режиме, показывают, что картина радиоотражений может полностью меняться в течение минутного интервала времени. Поэтому динамические характеристики изучаемого явления могут быть установлены лишь с введением непрерывного режима работы в отдельные отрезки времени.

Отражения рассматриваемого класса присутствуют нередко и на ионограммах ВЗ полярных станций. Они видны на частотах 6-12 МГц при дальностях порядка несколько сотен километров.

Отражения, связанные с дугами полярных сияний, как это следует из просмотра материалов по ВЗ в Тикси, фиксируются и в освещённое время суток. Нами были просмотрены оптические и ионосферные данные за безлунный период в феврале 1984 г. Во всех случаях синхронно с появлением дуг возникали радиоотражения описанного типа. Следовательно, после соответствующей методической разработки данные наклонного радиозондирования могут дополнять оптические данные по дискретным формам сияний, а в случае плохих метеоусловий заменять их.

Тип IV. Наклонные радиоотражения от F-слоя в экваториальной зоне ГИП. Данные отражения характерны для дневного времени и относительно спокойных геомагнитных условий, когда "днище" главного ионосферного провала расположено на широтах $L > 3$. На ионограммах вертикального зондирования следы наклонных отражений этого типа наблюдаются одновременно с регулярными зеркальными отражениями от F-слоя и расположены на высотах выше регулярных отражений от F-слоя. Эти отражения могут иметь или не иметь запаздывание на высокочастотном конце, и их предельные частоты всегда меньше критических частот регулярных отражений. По всем признакам они связаны с наклонами F-слоя или перемещающимися ионосферными возмущениями на экваториальном краю ГИП. Действующая дальность, а также предельная частота таких отражений непрерывно изменяются (Рис. 1.13). Зенитные углы прихода таких радиоотражений (Рис. 1.14) составляют от 0 до 40° при явно выраженном азимутальном векторе движения ионосферной неоднородности или волнового возмущения, скорость горизонтального перемещения которых зависит от степени геомагнитной активности, а период существования отражений - от продолжительности возмущения [Afraimovich and Smirnov, 1991; Куркин и др., 2008; Kurkin et al., 2008].

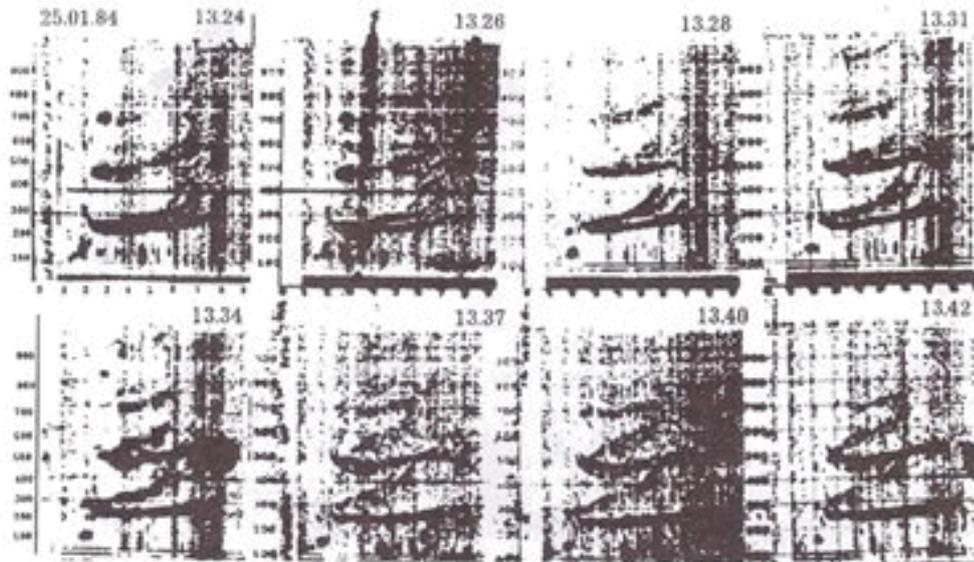


Рис. 1.13. Последовательность ионограмм с отражениями от области F четвертого типа.

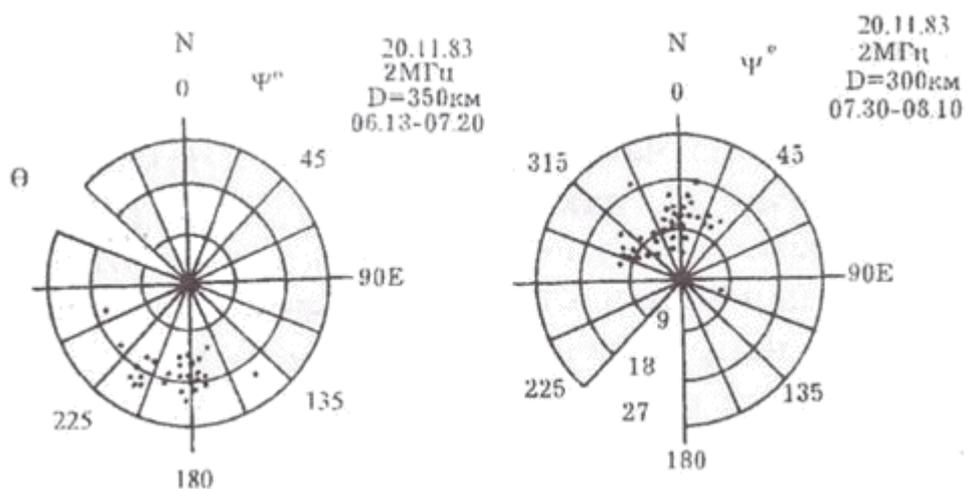


Рис. 1.14. Распределение зенитных углов прихода наклонных отражений четвертого типа.

Многолетние ионозондовые наблюдения на Якутской цепочке ионосферных станций и работы по исследованию структуры высокоширотной ионосферы показали, что следы наклонных отражений на ионограммах ВЗ и

ВНЗ являются одним из основных источников информации для определения положения, параметров и динамики крупномасштабных структур ионизации в E- и F-областях ионосферы. При этом отмечено отсутствие единого методического подхода к интерпретации и обработке этих следов. Поэтому, на наш взгляд, предложенные нами четыре типа следов наклонных отражений могут быть основой для единого подхода к интерпретации и обработке ионограмм при наклонном радиозондировании в субавроральной и авроральной зонах.

1.3. Полярная стенка главного ионосферного провала как индикатор геомагнитной возмущенности (эмпирическая модель)

В этой части работы мы рассмотрим эмпирическую статистическую модель положения полярной стенки главного ионосферного провала (ГИП) в утреннем секторе (00.00-07.00 MLT) при различных условиях геомагнитной активности [Халипов и др., 1987]. Для вечернего сектора (17.00-00.00 MLT) существует модель границы диффузных вторжений электронов, построенная по спутниковым данным [Гальперин и др., 1977], и близко совпадающая с полярной стенкой ГИП в этом секторе [Халипов и др., 1977].

Широтный ход ионизации в утреннем секторе имеет более сложный, двухступенчатый профиль [Халипов и др., 1983; Khalipov et al., 1985; Benkova et al., 1985; Халипов и др., 1986; Гдалевич и др., 1986]; поэтому для модельных построений границы провала в утреннем секторе выбиралась наиболее экваториальная граница, на которой происходило возрастание электронной плотности. Для анализа были отобраны и обработаны данные меридиональной цепочки ионосферных станций Якутск - Жиганск - Тикси за зимние месяцы 1981-83 гг. Всего было получено около трех тысяч положений полярной стенки провала. При расчетах аппроксимирующих выражений инвариантной широты (L_0) от уровня Kp и MLT было явно видно, что имеются очень большие среднеквадратичные отклонения (разбросы) точек. Это связано с тем, что в рассматриваемых рядах было доминирующее количество дней с хаотически меняющимися величинами Kp-индекса. Граница конвекции и высыпаний, приходящаяся на границу плазмопаузы при возмущениях геомагнитного поля, в силу большой инерционности плазмы на ионосферных высотах возвращается на свое прежнее положение до возмущения спустя несколько часов [Гальперин и др., 1977; Халипов и др., 1977; Вальчук и др., 1986; Соловьев и др., 1989; Galperin et al., 1997]. Поэтому дни со скачкообразными изменениями Kp были исключены из анализа. Применение процедуры регуляризации по Kp сократило число используемых значений L_0

до около одной тысячи. Модель строится по 8 часовым значениям для 6 уровней K_p -индекса, что в среднем обеспечивает 20 измерений для каждого узла сетки.

На Рис. 1.15 приведены инвариантные широты положения полярной границы отдельно для четырех значений K_p -индекса. Установлено, что при малых K_p ($0+$, $1-$) имеются две области точек "верхняя" и "нижняя", имеющие каждая свою аппроксимирующую линию. Из рисунка также видно последовательное смещение широты полярной кромки провала по мере роста K_p -индекса; уже при $K_p = 5_0$ не наблюдается значений $\Lambda_0 > 59.5^\circ$. Положения полярной границы провала при $K_p \geq 6$ не анализировались из-за отсутствия данных станций ВНЗ, расположенных ниже широты ст. Якутск.

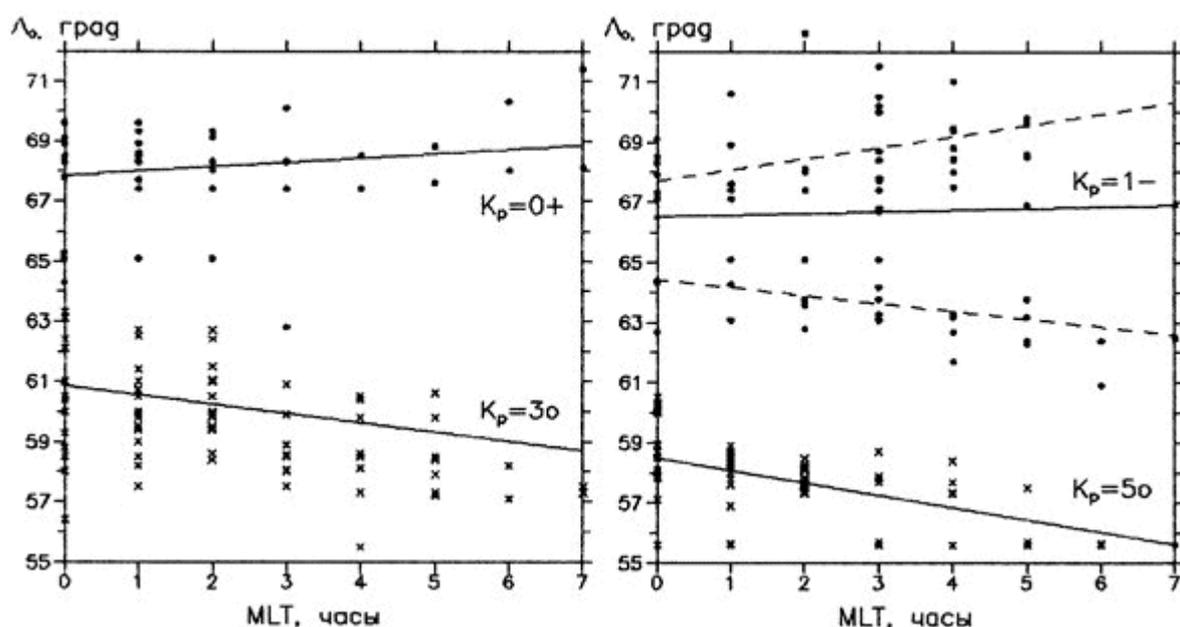


Рис. 1.15. Зависимость положений полярной кромки провала в утреннем секторе MLT от некоторых значений индекса K_p .

Модель положения полярной границы главного ионосферного провала для утреннего сектора MLT при разных уровнях геомагнитной активности описывается следующим выражением:

$$\Lambda_0 = (68.9 - 3.57 K_p + 0.29 K_p^2) + (0.21 - 0.25 K_p + 0.025 K_p^2) \text{ MLT} \quad (1.1)$$

Модель для утреннего сектора, построенная по формуле (1.1), отличается от модели для вечернего сектора [Гальперин и др., 1977] тем, что у нее нет общего хода к низким широтам при всех значениях K_p . В спокойных условиях ($K_p < 2$) аппроксимирующие линии положений полярной кромки смещаются к высоким широтам в утренние часы от своих значений в 00.00 MLT. С увеличением магнитной активности ($K_p > 2$) модельные значения положения полярной кромки смещаются к низким широтам в зависимости от MLT. Среднеквадратичное отклонение σ , рассчитанное для всех уровней K_p в утреннем секторе, составило 1.38° .

Сопоставление построенной нами модели [Халипов и др., 1987] и модели [Гальперин и др., 1977] для 00.00 MLT показывает (Рис. 1.16), что наблюдается точное совпадение для уровней $K_p = 0+$ и 4_0 , а при сравнении с [Gussenhoven et al., 1983] хорошее соответствие наблюдается для значений $K_p = 2_0$ и 3_0 . При $K_p = 1_0$ положение полярной границы по нашей модели приходится как раз между модельными значениями, приведенными в [Гальперин и др., 1977] и [Халипов и др., 1983]. При $K_p = 5_0$ наше модельное значение для 00.00 MLT расположено выше, но практически в пределах ошибки измерений, чем те же значения, построенные по спутниковым данным [Гальперин и др., 1977; Gussenhoven et al., 1983]. Наблюдаемое различие, возможно, связано с кратковременными смещениями границы высыпания энергичных частиц к экватору во время суббуриевых активизаций [Жеребцов и др., 2005].

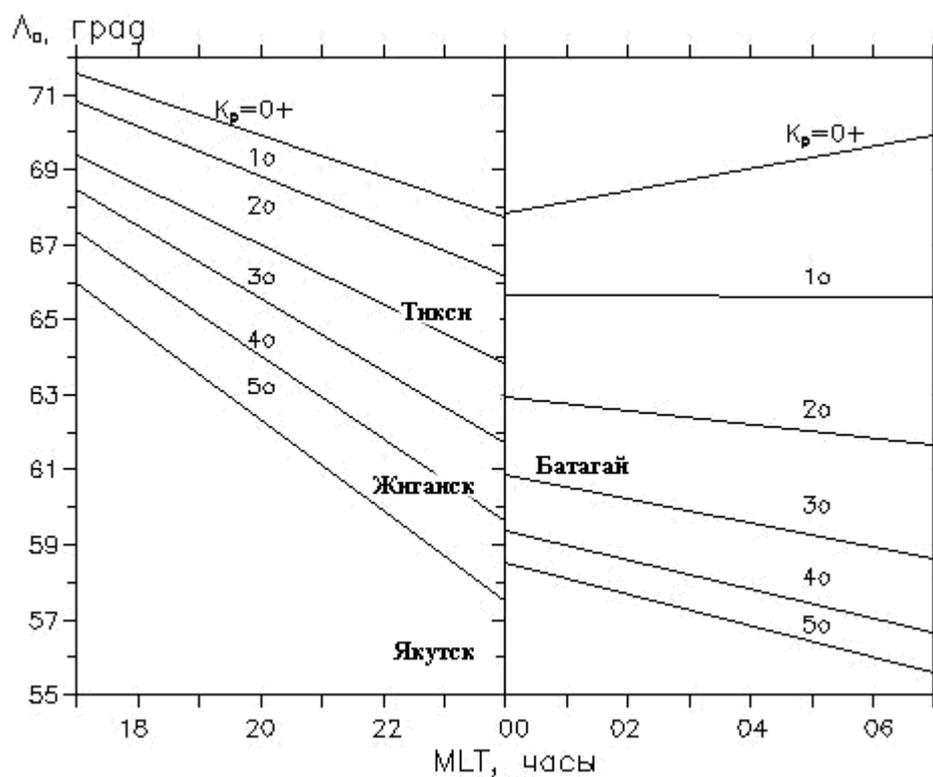


Рис.1.16. Сопоставление различных моделей для 00.00 MLT.
 Среднеквадратичное отклонение σ , рассчитанное для всех уровней K_p в
 утреннем секторе, составило 1.38° .

1.4. Наклонное радиозондирование субавроральной ионосферы по измерениям дигизондов и модельные расчеты

С конца ноября 2002 г. ионосферная станция Якутск (62.0N, 129.8E) и, с ноября 2003 г. станция Жиганск (66.8N, 123.4E), входящие в Якутскую меридиональную цепочку Якутск – Жиганск – Тикси, были оснащены дигизондами (цифровыми ионозондами) DPS-4, выпускаемыми Центром атмосферных исследований при Массачусетском Университете, Лоуэлл, США [Reinisch, 1987; Reinisch et al., 1992; Reinisch et al., 1997; Bibl, 1998; Reinisch et al., 1998]. Дигизонд DPS-4 представляет собой фазово-когерентную программно-управляемую систему, снабженную 4-мя приемными антеннами. Дигизонд DPS-4 соединяет в себе практически все известные достижения систем вертикального зондирования: цифровая регистрация и автоматическая обработка данных, поляризационное разделение обыкновенной и необыкновенной компонент, возможность измерения доплеровского сдвига частоты и углов прихода на произвольной сетке частот, имеет внутриимпульсное фазовое кодирование, цифровое сжатие импульса и доплеровское интегрирование. Сбор данных, управление, обработка сигналов, хранение и автоматические функции анализа данных сконцентрированы в многозадачной и многопроцессорной компьютерной системе. Более подробную информацию о характеристиках и параметрах дигизонда можно получить на сайте производителя [UMass Lowell Space Science Lab [Электронный ресурс]].

Аппаратура, данные и методика эксперимента. Зондирование ионосферы в Якутске и Жиганске дигизондами DPS-4 ведется в диапазоне 1 – 14 МГц по стандартной 15-минутной программе. Синхронизация работы ионозондов поддерживается спутниковыми датчиками времени типа GPS, что дало возможность начать регулярные синхронные измерения методом наклонного зондирования ионосферы (НЗИ) на субавроральной радиотрассе Якутск - Жиганск. В качестве передающих антенн в Якутске использовались

скрещенные антенны типа “ромб вертикальный”, а в Жиганске скрещенные антенны типа “дельта”. Диаграммы направленности антенн позволяют излучать радиоволны в вертикальном направлении и наклонном до 60 – 70 градусов от зенита. Совершенно одинаковые приемные системы антенной решетки в Якутске и Жиганске, ориентированные по магнитному полю, обеспечивают прием сигналов со всех направлений. Как показали наблюдения, синхронность работы ионозондов достаточна для получения на ионограммах одновременных устойчивых наклонных отражений в Жиганске от якутской DPS-4, а в Якутске от жиганской. Таким образом, сформировалась уникальная система НЗИ, когда на обоих концах радиотрассы, длина которой по земле составляет 620 км, функционируют и передатчики, и приемники, работающие в синхронном режиме по глобальной системе позиционирования – GPS [Степанов и др., 2011; Степанов и Филиппов, 2014].

На Рис.1.17 представлены ионограммы дигизондов в Якутске и Жиганске с разделенным по времени запуском передатчиков (разделение 1 минута) в 00.30 UT 5 мая 2004 г. и одновременном синхронном зондировании в 02.00 UT. (Отметим, что местное время в Якутске и Жиганске равно мировому времени плюс 9 часов). Рисунок показывает, что при разделенном по времени зондировании на ионограммах присутствуют следы только вертикальных отражений от ионосферы (Рис.1.17 А, Б), а при синхронном зондировании появляются дополнительно характерные следы наклонных отражений (Рис.1.17 В, Г).

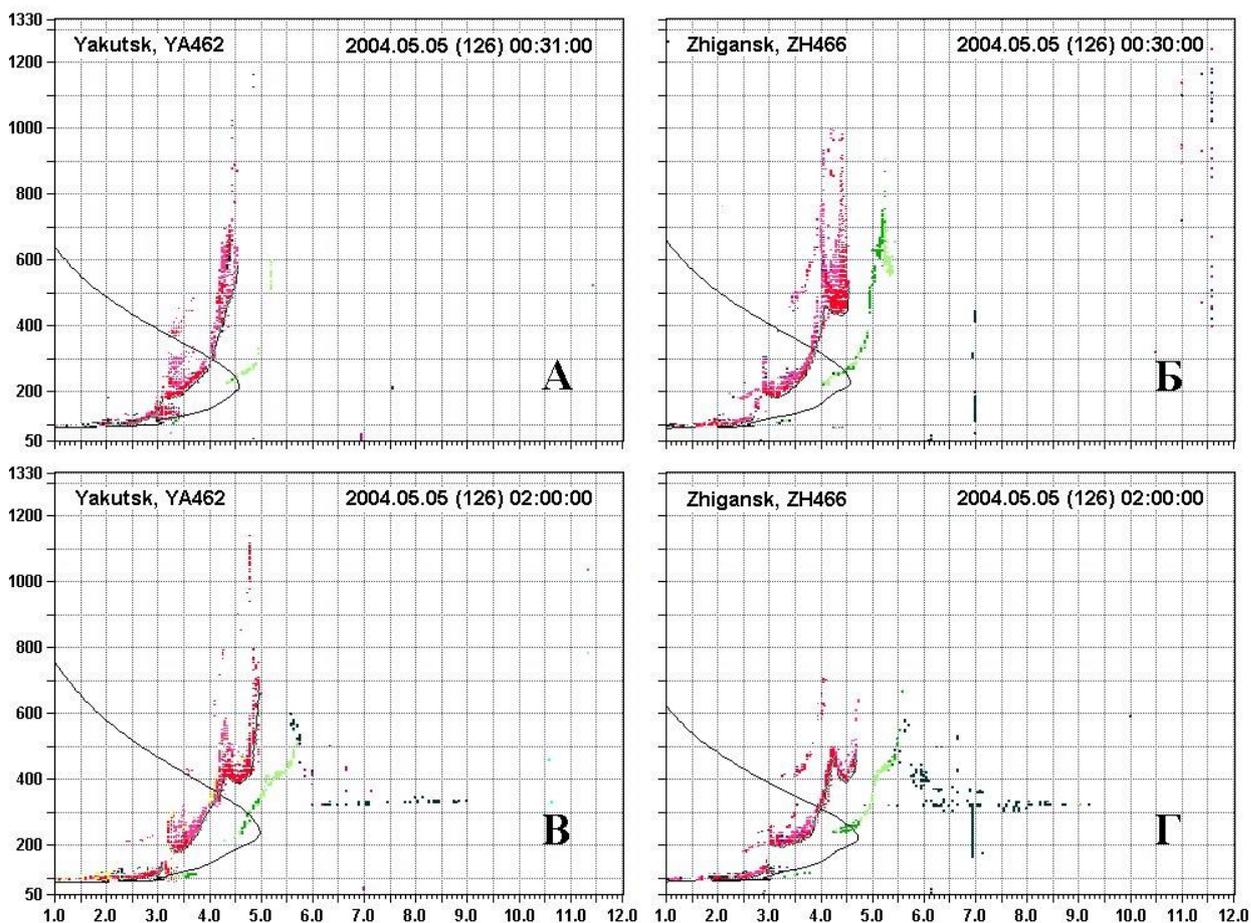


Рис.1.17. Иonoграммы вертикального зондирования без наклонных отражений (А, Б – разделение 1 мин) и с наклонными отражениями (В, Г – разделения по времени нет).

Такие следы в согласии с [Дэвис, 1973; Лукашкин и др., 1983; Инструкция..., 1985] видны на дальностях, которые соответствуют расчетам для односкачковых трасс от E, F1 и F2 слоев ионосферы. В нашем случае дальность радиотрассы составляет около 620 км, что соответствует односкачковой трассе. Во многих случаях хорошо просматриваются “верхние” и “нижние” лучи у обыкновенной и необыкновенной компонент наклонных отражений.

Для обработки сигналов наклонного зондирования ионосферы (НЗИ) на ионограммах станций Якутск и Жиганск брались плоская часть нижних лучей каждой из мод распространения и точка схождения нижнего и верхнего лучей

обыкновенной компоненты. Пример фрагмента ионограммы, где видны наклонные следы 1E, 1F1 и 1F2, показан на Рис.1.18. Их низко- и высокочастотные пределы отмечены стрелками. Здесь также видны следы вертикальных отражений от E, F1 и F2 слоев ионосферы.

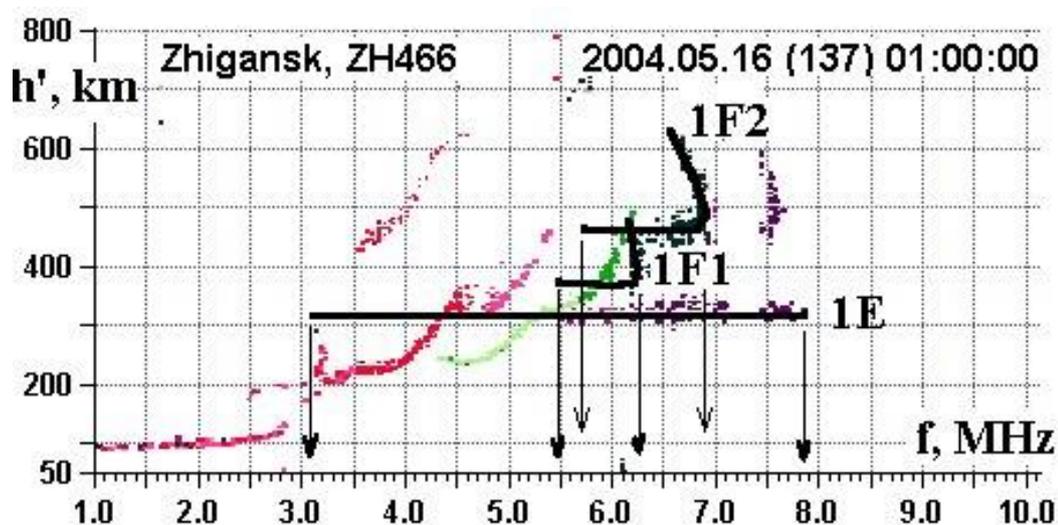


Рис.1.18. Пример ионограммы, где зарегистрированы наклонные следы 1E, 1F1 и 1F2. Для наглядности восприятия они обведены маркером.

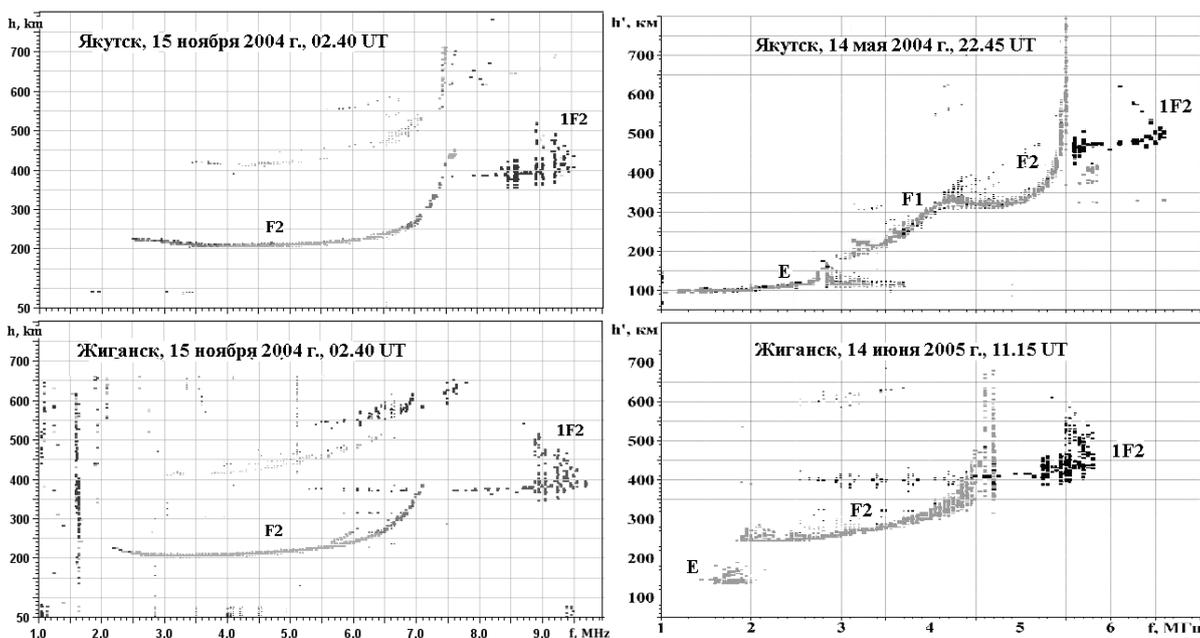


Рис.1.19. Примеры зимних и летних ионограмм вертикального зондирования, где зарегистрированы наклонные следы радиоотражений.

На Рис.1.19 приведены примеры ионограмм вертикального зондирования, наверху – ст. Якутск, внизу – ст. Жиганск, где зарегистрированы следы наклонных радиоотражений. На ионограммах отражения от регулярных слоев области F отмечены как E, F1 и F2, а наклонные следы как 1F2. Нередко на ионограммах регистрируются следы 1E, 1F1 и даже 2F2.

Методика обработки наклонных сигналов на ионограммах заключается в следующем: фиксируются начальная частота нижних лучей и точка схождения нижних и верхних лучей обыкновенной компоненты (предельная частота нижних лучей), т.е. берется частотный диапазон регистрации нижних лучей.

Анализ результатов наблюдения и обсуждение. Влияние ионосферы на распространение радиоволн представляет самостоятельный практический интерес и используется для исследования динамики и структуры ионосферы. Совместное использование вертикального и наклонного зондирования расширяет возможности изучения ионосферы, тем более, если они совмещены в одном радиотехническом устройстве. Следует отметить, что при больших возмущениях на авроральных и субавроральных радиотрассах часто наблюдается полное или частичное поглощение радиоволн коротковолнового диапазона. Поэтому наши исследования касаются спокойных и средне-возмущенных уровней геомагнитной активности.

На Рис.1.20 приведены зависимости частотного диапазона сигналов НЗИ от изменений частотных параметров ионосферы 9 мая и 13 мая 2004 г., отдельно для Жиганска (а,в) и Якутска (б,г). В геомагнитном отношении 9 мая был магнитоспокойным днем – сумма трехчасовых индексов Kp за сутки составляла 10. Видно, что сигналы НЗИ регистрируются круглосуточно на обоих концах радиолинии. В течении суток дальности наклонных отражений хорошо согласуются с появлением и исчезновением ионосферных слоев и с изменениями их действующих высот. Здесь вертикальными отрезками на

часовых значениях нанесены диапазоны частот сигналов НЗИ для нижних мод распространения следа 1F2, точками – критические частоты слоя F2 (f_oF), светлыми кружочками - критические частоты слоя E (f_oE), а темными квадратиками – наименьшая частота отражений от ионосферы (f_{min}).

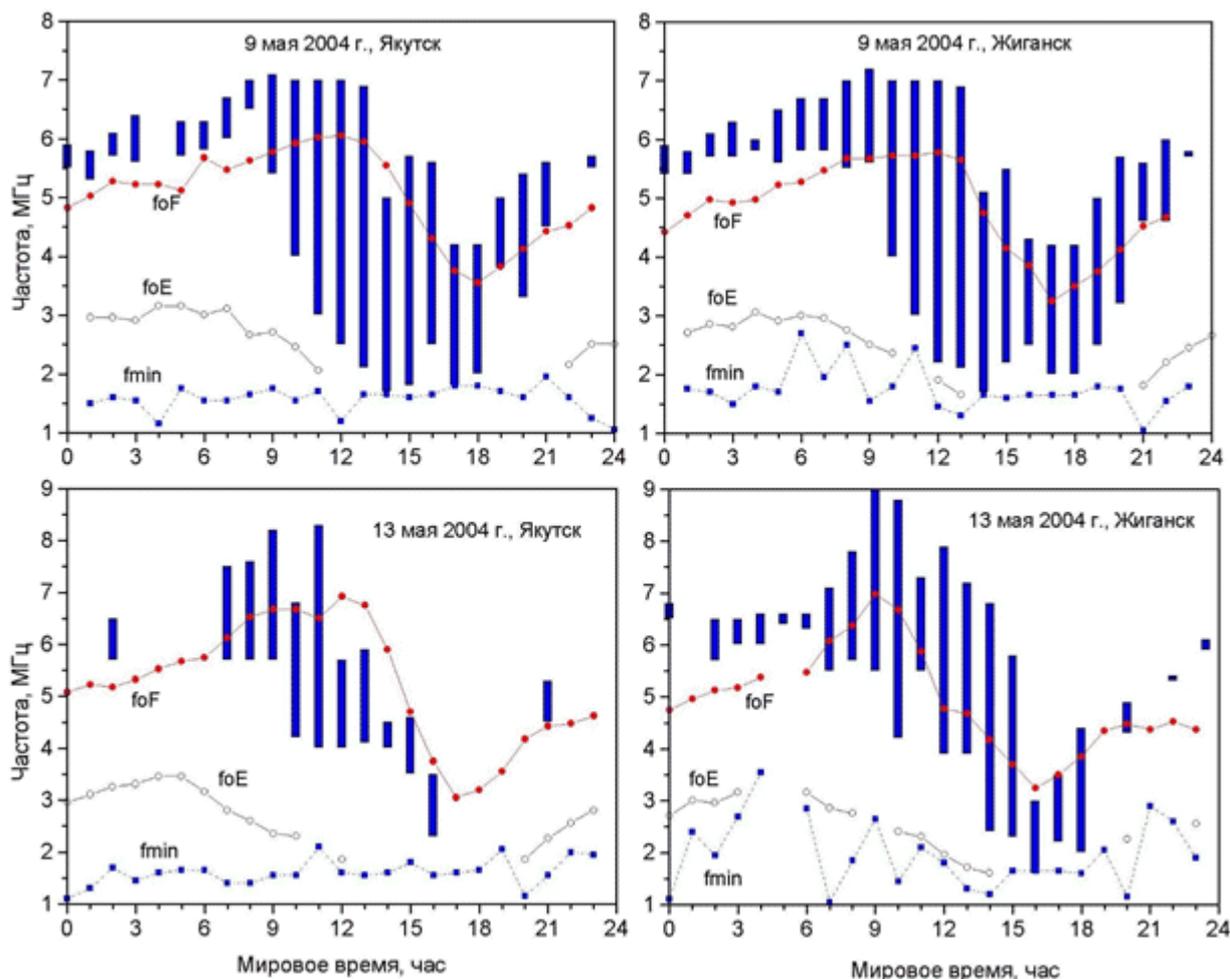


Рис.1.20. Зависимость частотного диапазона сигналов НЗИ от изменений частотных параметров ионосферы: 9 мая (верхние рисунки а,б) – спокойный день и 13 мая 2004 г. (нижние рисунки в,г) – средне-возмущенный день.

Из рисунка можно видеть, что в Якутске и Жиганске сигналы НЗИ наблюдаются почти круглосуточно, т.е. на обоих концах радиотрассы. Частотные диапазоны соответствующих мод распространения наблюдаемых в Якутске и в Жиганске приблизительно совпадают, за исключением единичных случаев одностороннего прохождения (например, в 03.00 часа мирового

времени - UT). Суточный ход верхней границы частотного диапазона наклонных отражений от слоя F2 следует суточным изменениям максимальных значений f_oF . По-видимому, на ход его нижней границы оказывает значительное влияние критическая частота f_oE , поэтому ширина дневного диапазона, составляющая 0.5-1.0 МГц, расширяется к ночным часам до 4 - 5 МГц. Частоты сигналов НЗИ от слоев E и F1 соответствуют суточному ходу их критических частот для спокойных условий. Суточный ход значений f_{min} не коррелирует с ходом нижних частот всех наблюдаемых мод распространения радиосигнала.

При средне-возмущенных условиях, 13 мая 2004 г. (Рис.1.20 — в,г), когда сумма $K_p = 19$, сигналы НЗИ хоть и наблюдаются почти круглосуточно, но они в основном односторонние, а иногда (в 19.00 UT) исчезают совсем, по-видимому, из-за экранирующих свойств слоя Es. С другой стороны, возможно наблюдение наклонных отражений при полном поглощении вертикальных отражений (05.00 UT, Жиганск). Это может свидетельствовать о слабом влиянии слоя D на прием сигналов НЗИ.

Еще один пример такого случая виден в 05.45 UT. Он интересен тем, что при слабых вертикальных отражениях ($f_{min}=3.7$ МГц), четко видны моды 1E, 1F1, 1F2 и редко наблюдаемая мода 2F2 (650 км, 5.7-6.0 МГц). Здесь же можно видеть часто наблюдаемый факт существенного расхождения высотных и частотных характеристик ионосферы, измеряемых при вертикальном зондировании лучами с положительной и отрицательной поляризацией.

Наряду с этим следует отметить, что наблюдается ряд таких особенностей распространения радиоволн, которые, возможно, связаны с точкой отражения в середине радиотрассы:

- часто в вечернее время сигналы НЗИ от слоев E и F1 могут отсутствовать, хотя обе станции показывают наличие слоев, дающих в иное время хорошие наклонные отражения;

- наклонные отражения от Es в ночное время часто односторонние, т.е. если одна станция их регистрирует, другая не регистрирует. Их частотный диапазон не стабилен.

Анализ азимутальных характеристик принимаемых радиосигналов НЗИ на обоих концах радиотрассы, за исследованный период, показывает, что траектории распространения радиоволн в дневное время, когда ионосфера невозмущена, объясняется простыми траекториями распространения радиоволн [Калинин и Черенкова, 1971]. В интервалы же перестройки ионосферы или во время геомагнитных возмущений наблюдается распространение радиоволн по несимметричным траекториям - многомодовые, за счет рассеяния, с отклонением траектории от дуги большого круга и т.п. [Krasheninnikov et al., 1996; Степанов и др., 2002; Krasheninnikov et al., 2010; Хотенко и Калинин, 2012]. Такое распространение наблюдается, в основном, в вечернее и ночное время, когда за счет высыпаний мягкоэнергичных частиц формируется спорадическая ионизация в слое F2 или когда появляется дополнительный след F2s - след отражений от полярной стенки главного ионосферного провала [Гальперин и др., 1990].

Численные расчеты распространения радиоволн. Для расчетов по моделированию распространения радиоволн принимались следующие допущения: радиотрасса односторонняя, длина трассы составляет $D = 620$ км (расстояние от Якутска до Жиганска), слой параболический, магнитное поле Земли не учитывается. Параметры, определяющие параболический слой следующие: максимальная концентрация слоя, т.е. критическая частота слоя F, начальная частота отражений от F-слоя, высота основания слоя и высота максимума слоя F [Руководство URSI ..., 1977; Лукашкин и др., 1983]. Все эти параметры снимались с реальных ионограмм вертикального зондирования.

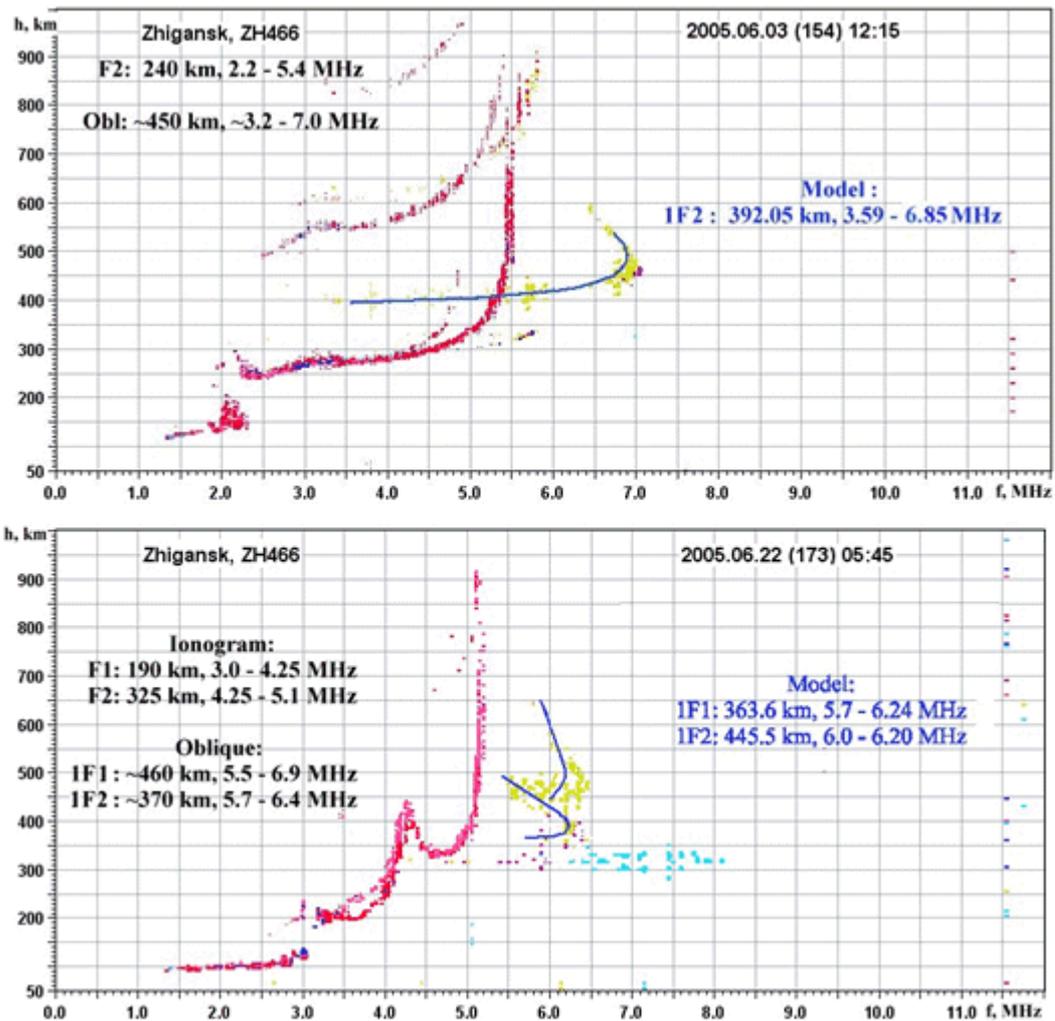


Рис.1.21. Сопоставление наклонных следов на ионограммах и результатов численного расчета за 3 и 22 июня 2005 г.

На Рис. 1.21 приведены сопоставления расчетов распространения радиоволн на параболической модели с реальными следами наклонных отражений на ионограммах. Видно, что 3 июня (верхняя панель) в Жиганске наблюдается наклонные отражения только от одного слоя F2, тогда как 22 июня на ионограмме (нижняя панель) зарегистрированы следы от трех слоев ионосферы – E, F1 и F2. Такое различие в следах отражений четко характеризует физические условия распространения радиоволн – вечерне-ночной и дневной сектора местного времени, соответственно.

На рисунке также приведены основные параметры регулярных слоев, наклонных отражений и модельных вычислений. Видно хорошее соответствие расчетных следов с наклонными следами, зарегистрированными на ионограммах.

Наиболее близкие к наблюдаемым наклонным отражениям расчетные кривые получаются при горизонтально-стратифицированной ионосфере между конечными пунктами радиотрассы.

Таким образом, анализ ионограмм вертикального зондирования ионосферы и наблюдений методом наклонного зондирования ионосферы на субавроральной радиотрассе Якутск-Жиганск, оснащенной на обоих концах цифровыми ионозондами DPS-4, привел к следующим выводам:

- На односкачковых трассах дигизонд DPS-4 является перспективным инструментом для проведения измерений характеристик радиоволн методом НЗИ и условий их прохождения.

- Сигналы НЗИ наблюдаются круглосуточно, за исключением периодов значительных ионосферных возмущений.

- Случаи одностороннего распространения сопровождаются появлением на трассе спорадических Es отражений. Существенного влияния значений f_{min} на изменения условий прохождения сигналов НЗИ на субавроральной трассе Якутск – Жиганск не обнаружено, а ход значений f_oE отслеживает суточный ход низкочастотного конца наблюдаемого диапазона частот.

- Расчеты на параболической модели показали близкое соответствие с наблюдаемыми наклонными радиоотражениями на ионограммах.

Проведенный анализ также подчеркнул, что условия распространения радиоволн и их траектории в зоне главного ионосферного провала зависят от уровня геомагнитной активности. Для понимания нестандартных ситуаций распространения радиоволн необходимы дополнительные численные расчеты на нестационарных моделях ионосферы.

Глава 2. Прикладные аспекты радиозондирования в высоких широтах

2.1. Измерения сгустков ионизации в высокоширотной ионосфере

Термин «блоб» или крупномасштабный сгусток ионосферной плазмы (КСИП) используется для описания явления в цепочке область дневного полярного каспа/клефта - полярная шапка - ночная авроральная зона, которое идентифицируется оптическими, ионозондовыми и спутниковыми измерениями. Первые описания крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы были основаны на измерениях со станции некогерентного рассеяния в Чатанике [Banks et al., 1974]. Последовавшее активное изучение этих образований в полярной ионосфере по спутниковым и наземным данным [Buchau et al., 1983; Weber et al., 1984; Weber et al., 1986; Tsunoda, 1988; Baker et al., 1989; Buchau and Reinisch, 1991; Valladeres et al., 1994; Sojka et al., 1994; Coley and Heelis, 1995; Степанов и др., 1999; Stepanov et al., 1999b; Stepanov and Khalipov, 2004; Степанов и др., 2016a] выявили следующие основные параметры и характеристики КСИП: блоб - это область нелокально увеличенной электронной концентрации, которая в 2-10 раз выше фонового уровня, с размерами порядка 100 - 1000 км в горизонтальном направлении; сгустки плазмы дрейфуют в антисолнечном направлении поперек полярной шапки со скоростями 250 - 1000 м/с; температура электронов внутри сгустка низка и неструктурна, указывая на то, что энергичные частицы в него не высыпаются, когда сгусток под действием $E \times V$ дрейфует через полярную шапку; сгустки в некоторых случаях могут формироваться одновременно в геомагнитно-сопряженных областях..

Все еще не до конца выясненным остается вопрос о механизме генерации крупномасштабных сгустков полярной шапки. По результатам экспериментальных исследований и модельных расчетов было предложено несколько равнозначных механизмов [Степанов и др., 1992; Sojka et al., 1993; Rodger et al., 1994; Мингалев и Мингалева, 1995; Anderson et al., 1996; Walker

et al., 1999], в которых источниками формирования сгустков являются в основном дневная область и область каспа/клефта.

Результаты наземных экспериментальных измерений. Здесь анализировались данные высокоширотных ионосферных станций вертикального и возвратно-наклонного зондирования (ВЗ и ВНЗ) Якутской меридиональной цепочки ($\lambda=130^\circ$) - Тикси ($L=5.57$) и о. Котельный ($L=6.00$) за 1981-82 гг., 1986 г. и 1990-91 гг. Период, который обрабатывался для анализа, охватывал интервал примерно с 18.00 часов до 06.00 часов местного времени (09.00 UT - 20.00 UT; LT = UT + 9 часов). Станции работали в стандартном режиме через каждые 15 мин.

Перед тем как начать обработку наземных ионосферных данных нам надо было определить критерии или признаки сгустков плазмы, регистрируемых на ионограммах ВЗ и ВНЗ. Известно, что в этих сгустках концентрация электронов повышена и в них не наблюдалось высыпаний энергичных частиц. Следовательно, на ионограммах ВЗ и ВНЗ должны наблюдаться следы отражений, которые должны отвечать следующим основным критериям: след отражения от сгустка плазмы должен иметь критическую частоту и она должна быть выше, чем критическая частота регулярного слоя F2; эти отражения не должны быть слишком диффузными; минимальная частота, начиная с которой на ионограмме виден след отражений от ионосферы (f_{min}), должен быть порядка 1-1.5 МГц.

На Рис.2.1 приведена последовательность ионограмм станции ВЗ и ВНЗ Тикси от 08.12.81 г. на которых зарегистрированы отражения от плазменного сгустка. Видно, что отражений от регулярного F2 слоя на ионограмме не наблюдается. Видно, что след отражения имеет большую предельную частоту (около 10 МГц) и f_{min} соответствует определенному для него критерию. Видно, что частота КСИП выше частоты регулярного слоя (> 10 МГц) и f_{min} соответствуют вышеуказанному критерию. Для этого события скорость движения плазменного блока составляет около 400 м/с.

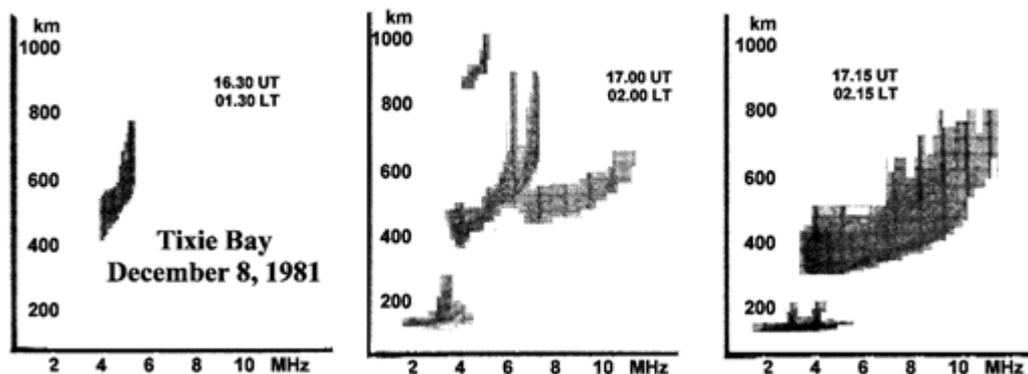


Рис.2.1. Последовательность ионограмм ст. Тикси от 8 декабря 1981 г., где зарегистрированы отражения от КСИП.

На Рис.2.2 показаны вариации предельных частот слоя F2 вблизи ионосферной станции Тикси за отдельные выбранные дни ноября-декабря 1981 г. По оси ординат отложены значения частот в МГц, а по оси абсцисс - мировое время UT. Из рисунка видно, что 10.11.81 г. станция ВЗ и ВНЗ Тикси регистрировало три периода последовательных повышений частоты в 12.00 - 15.00 UT, вблизи 16.00 UT и в 17.00 - 20.00 UT, с максимумами в 8, ~9 и ~11 МГц, соответственно. 08.12.81 г. наблюдается два интервала повышенных частот в ~13.00 - 16.30 UT и в 16.30 - 19.00 UT, с максимумами в 7 и 11 МГц, соответственно. В остальных дни станция регистрирует по два интервала увеличения частот.

Такие аномальные повышения частоты (или плотности) в ночные часы, когда нет источников ионизации плазмы на высотах F-слоя, дают основание предполагать, что эти области повышенной плотности сформированы не локально. А учет силовых линий крупномасштабной конвекции в высоких широтах и полярной шапке, а также наличие отражений с большими частотами на ионограммах при зондировании на север, также предполагает, что сгустки плазмы приходят с более полярных широт, чем широта станции наблюдения, т.е. с области полярной шапки. Повышение, а затем понижение частоты радиоотражений указывает на то, что сгусток сначала входит в "поле зрения"

ионозонда, а затем выходит из нее (многочастотное зондирование направленным пучком проводится вдоль геомагнитного меридиана на север). Возможной причиной может быть только то, что скорость дрейфового движения сгустка плазмы немного больше чем скорость коротации на высотах ионосферы. Через некоторое время станция может регистрировать другой сгусток, попадающий в "поле зрения" ионозонда. По градиенту повышения/понижения частоты можно судить также о краях сгустка. Так, сгустки 1 и 3 (10.11.81 г.) имеют более плавные края чем сгусток 2 (10.11.81 г.) и сгустки 1 и 2 (08.12.81 г.), при предположении, что скорости их дрейфового движения примерно равны. Также видно, что сгустки 1 и 2 (08.12.81 г.) следуют непосредственно друг за другом.

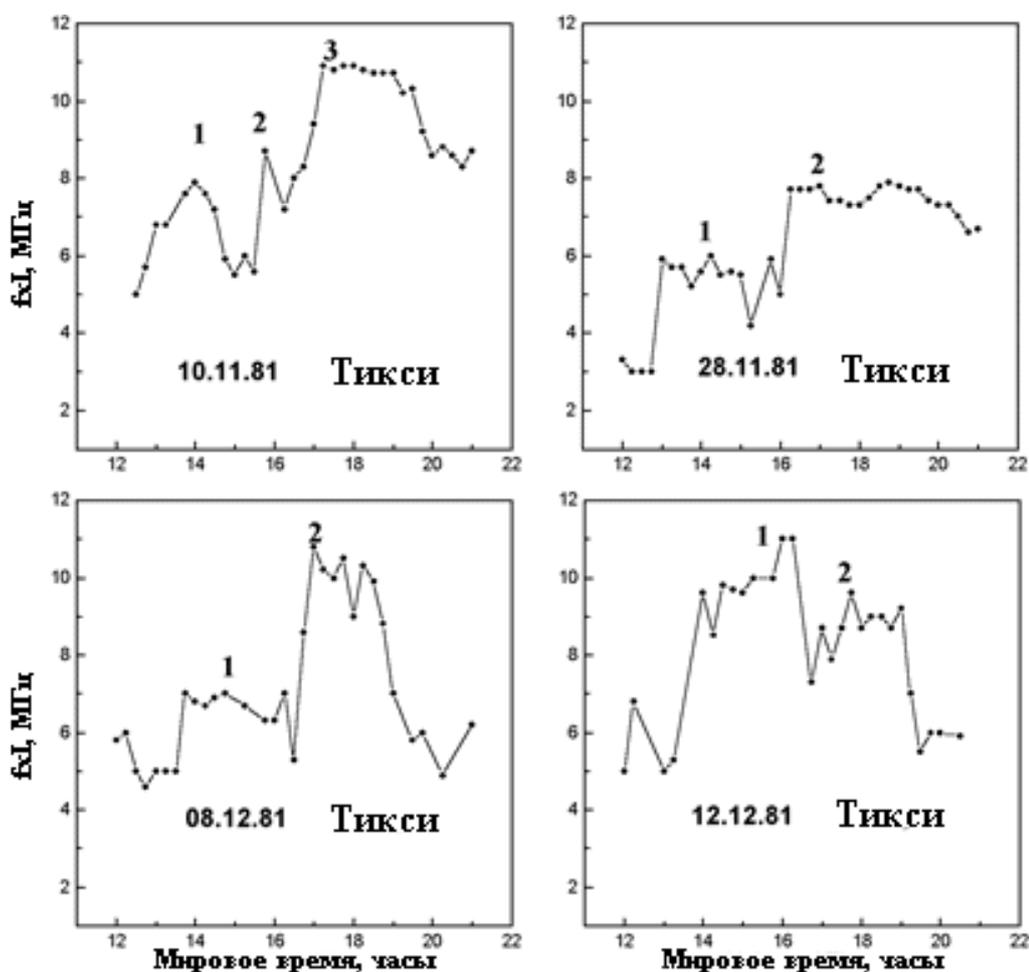


Рис.2.2. Вариации критических частот слоя F над ионосферной станцией Тикси за отдельные выбранные дни ноября-декабря 1981 г.

Результаты измерений со спутника Космос-900. Нами были также обработаны материалы спутника Космос-900 за 1978-79 гг. Орбита спутника квазикруговая с высотой апогея около 500 км, период обращения 94.4 мин, а наклонение 83° . Анализировались измерения плотности и температуры электронов на высоте спутника, охватывающие диапазон инвариантных широт от 60° до 90° . За рассматриваемый период (ноябрь 1978 г.- август 1979 г.) было обработано более 700 пролетов в северном и южном полушариях (407 пролетов в северном и 325 - в южном). Сгустки плазмы по данным спутника Космос-900 определялись по следующим признакам: повышение концентрации электронов более чем в 2 раза над фоновым уровнем; температура электронов на фоновом уровне; горизонтальные размеры должны быть больше 100 км;

На Рис.2.3 показан пример регистрации спутником Космос-900 крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы в полярной шапке в северном полушарии на витке 9651N от 21.12.78 г. Спутник зарегистрировал на этом пролете два сгустка плазмы (отмечены цифрами I и II). Горизонтальные размеры вдоль траектории спутника около 170 и 650 км, концентрация электронов в максимуме сгустков в 4.3 и 5.7 раз больше, чем в фоновом уровне плотности (около 10^5 см^{-3}), соответственно. Температура электронов во время регистрации сгустков находится на обычном уровне 1700-1800°K.

На Рис.2.4 приведены частоты наблюдений сгустков по наземным (слева) и спутниковым (справа) данным в зависимости от месяца года. Видно, что наибольшая частота появления сгустков, и по наземным и по спутниковым данным, наблюдается в зимние месяцы, тогда как в летние месяцы сгустки практически не наблюдаются. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что в летние месяцы их трудно идентифицировать из-за большой фоновой концентрации самой ионосферы. Штриховой линией показано соотношение, полученное в южном полушарии по данным спутника Космос-900.

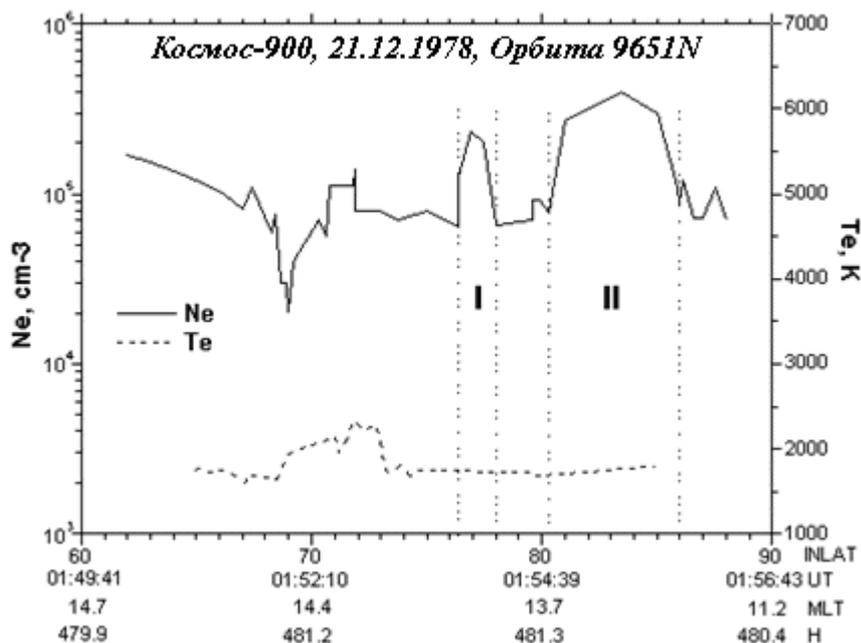


Рис.2.3. Крупномасштабные сгустки ионосферной плазмы в полярной шапке по данным спутника Космос-900.

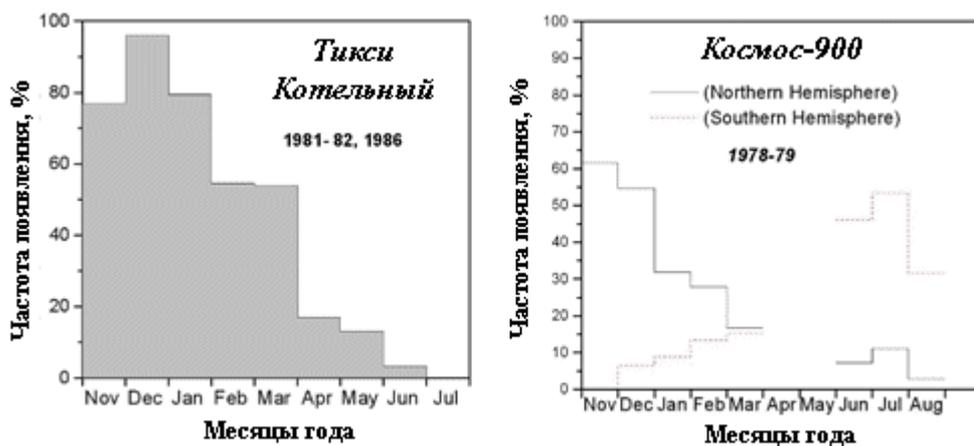


Рис.2.4. Частота появления КСИП по наземным (слева) и спутниковым (справа) данным.

Ниже мы кратко просуммируем основные параметры и характеристики КСИП, полученные наземными и спутниковыми методами измерений.

- КСИП или полярное пятно - это область нелокально увеличенной электронной концентрации, которая в 5-10 раз выше фона, с размерами порядка 100 - 1000 км в горизонтальном направлении;

- Эти сгустки плазмы дрейфуют в антисолнечном направлении поперек полярной шапки со скоростями 250 - 1000 м/с;
- Температура электронов внутри сгустка низка и неструктурна, указывая на то, что энергичные частицы в него не высыпаются, когда пятно под действием EхВ дрейфует через полярную шапку;
- Сгустки могут формироваться одновременно в геомагнитно сопряженных областях.
- По анализу большого массива наземных и спутниковых данных определены критерии выявления плазменных пятен на полярных широтах: след отражения от сгустка плазмы имеет критическую частоту и она больше, чем критическая частота регулярного слоя F; отражения должны быть мало-диффузными; минимальная частота следа отражений от ионосферы (f_{min}) должна быть порядка 1-1.5 МГц;
- В вечерне-утреннем секторе местного времени, со станции Тикси, расположенной на инвариантной широте 65.1° , можно наблюдать крупномасштабные сгустки ионосферной плазмы, конвектирующие через полярную шапку с дневной стороны.
- Спутниковые и наземные данные показывают, что в некоторых случаях за период наблюдений регистрируются несколько плазменных сгустков.
- Сезонный ход частоты появления сгустков плазмы в полярной шапке и авроральной области по наземным и спутниковым данным имеет явно выраженный максимум в зимние месяцы.

2.2. Механизм формирования крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы в дневной области ионосферы.

С целью уточнения областей образования крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы был проведен их анализ по данным спутника "Ореол-3" (советско-французский проект "Аркад-3" [Galperin et al., 1982a]), на котором был установлен квадрупольный импедансный зонд "Изопроб" [Beghin et al., 1982], позволяющий определять концентрацию плазмы с высоким временным (пространственным) разрешением вдоль орбиты спутника. Из примерно 1000 просмотренных пролетов спутника было отобрано несколько десятков пролетов над полярной шапкой на высотах, близких к перигею, на которых были зарегистрированы пересечения структур, идентифицируемых как сгустки плазмы. В большинстве случаев усиления высыпания сверх-тепловых и энергичных частиц не коррелировали с прохождением спутника через сгустки. Интенсивность высыпающихся частиц определялась по данным спектрометров электронов и ионов "Спектро" [Bosqued et al., 1982] и РИЭП 2802 [Galperin et al., 1982b] в диапазоне 0,1-25 кэВ. Анализ измерений этих приборов показывает, что в выбранных нами событиях сгустки регистрировались в области полярной шапки и в зоне высыпаний авроральных электронов. Почти во всех случаях сгустки на уровне ионосферы не были освещены Солнцем.

Для тех случаев, для которых имелись одновременные измерения ММП со спутника ISEE-3, на основании стационарной модели электрического поля конвекции [Левитин и др., 1984], зависящей от ММП, были рассчитаны дрейфовые траектории сгустков в результате конвекции. Расчеты производились от точек максимумов концентрации сгустков назад по времени (пространству). Зная скорость дрейфа можно проследить также и последовательные положения сгустков.

Оказалось, что в большинстве случаев наблюдениям крупномасштабных сгустков по данным спутника "Ореол-3" предшествовали резкие изменения в

составляющих вектора ММП. Для расчета траекторий дрейфа по модели [Левитин и др., 1984] необходимо было выбрать средние значения составляющих ММП. Нами использовались значения V_z - и V_y - составляющих ММП, усредненные по интервалу времени от момента предшествовавшего значительного броска вектора ММП до момента пересечения сгустка спутником "Ореол-3". Значения параметров ММП брались с учетом временной задержки (<1 ч), равной расстоянию от Земли до точки измерения ММП на ISEE-3, деленному на среднюю скорость солнечного ветра (принятую равной 400 км/с). Скорости дрейфа сгустков, определенные по модели [Левитин и др., 1984] для соответствующего среднего значения ММП и проинтегрированные по всей траектории дрейфа, от момента образования сгустка до его регистрации спутником, во всех случаях составляли от ~ 800 до ~ 1100 м/с.

На Рис.2.5 из [Степанов и др., 1992] в координатах инвариантная широта (Λ_0) - местное магнитное время (MLT) показаны траектории пролетов спутника и траектории дрейфа сгустков, рассчитанные по стационарной модели [Левитин и др., 1984]. Следует заметить, что при анализе мы пренебрегли турбулентными электрическими полями, беря в расчет только усредненное электрическое поле, которое приняли равным значению по стационарной модели [Левитин и др., 1984]. На траектории пролета спутника отмечены крестиком моменты прохождения максимумов концентрации сгустков, на траектории дрейфа сгустков плазмы прямоугольным участком отмечена область дневного полярного каспа, инвариантная широта которого с учетом уровня V_z -компоненты ММП принималась согласно работе [Newell et al., 1989]. Во врезках на рисунке приведены вариации V_y - и V_z - составляющих ММП, измеренные во спутника ISEE-3. Здесь, вертикальной штриховой линией показаны моменты времени UT, когда наблюдались резкие изменения ММП, соответствующие предполагаемому моменту образования плазменных сгустков в каспе (см. ниже), а стрелками моменты регистрации со спутника "Ореол-2" максимумов сгустков. Как видно из Рис.2.5, а также из анализа

других случаев, траектории дрейфа сгустков, как и следовало ожидать, идут в основном из области каспа либо само пересечение сгустка происходит вблизи каспа [Степанов и др., 1992]. Расчеты по модели [Левитин и др., 1984] и трассирование траекторий назад по времени показали, что в большинстве случаев именно в те интервалы времени, когда траектория дрейфа сгустка находилась в окрестности каспа, происходили резкие изменения в B_z - или B_y -составляющих ММП с характерным временем порядка минуты или несколько минут.

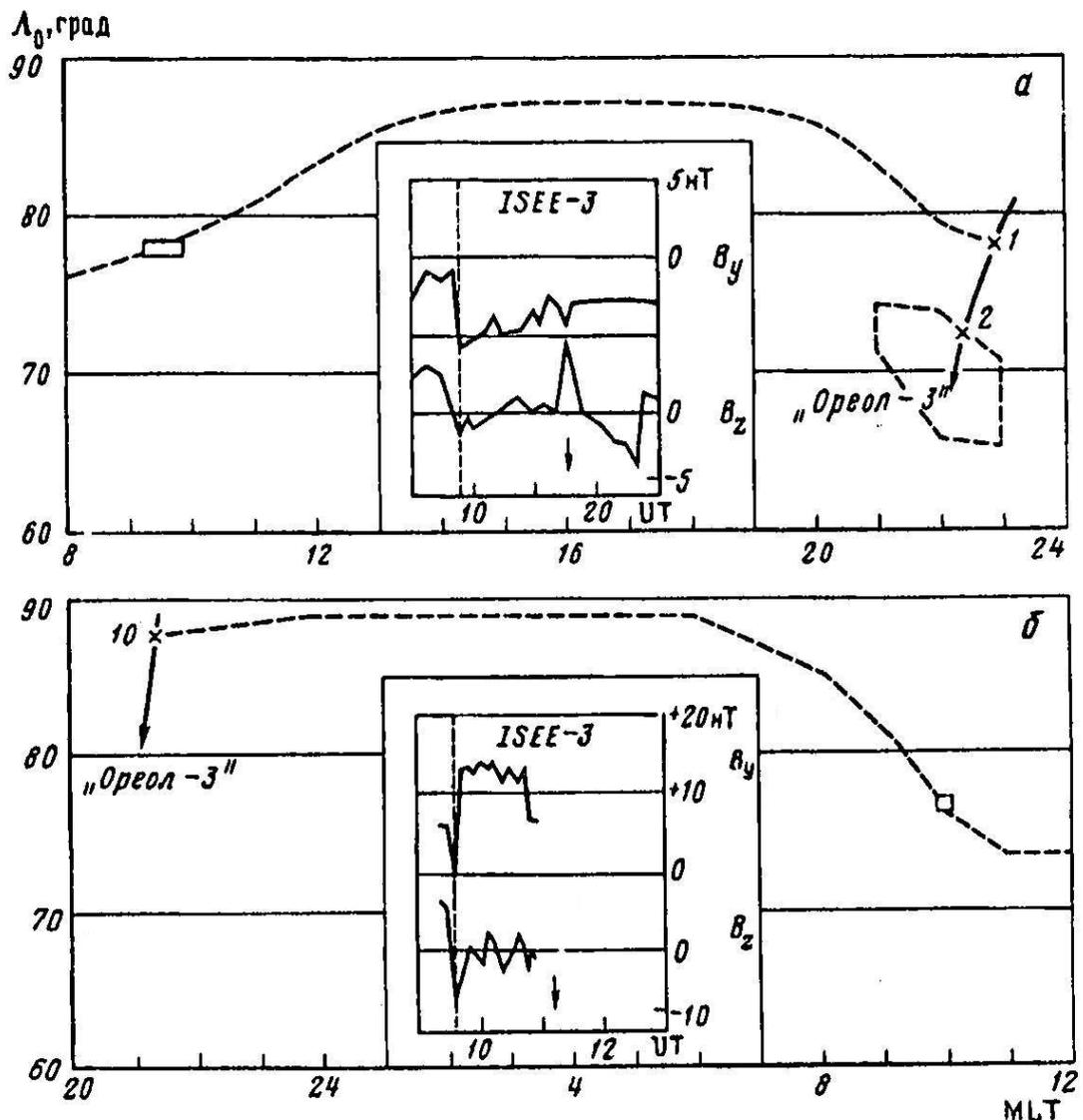


Рис.2.5. Траектории сгустков (штриховые линии), рассчитанные по модели [Левитин и др., 1984]. Прямоугольником на траектории отмечена

область полярного каспа; сплошные линии - траектория спутника "Ореол-3". В центре графика приведены вариации параметров ММП; вертикальной штриховой линией показаны моменты резких изменений ММП - моменты формирования плазменных сгустков, а стрелкой - моменты регистрации сгустков спутником "Ореол-3".

Рассмотрим теперь предложенный нами в [Степанов и др., 1992] механизм формирования описанных сгустков плазмы в полярных широтах. Он основан на учете сжимаемости ионосферной плазмы, т.е. на нарушении, при определенных условиях, ее вмороженности. Как известно, при изменениях ММП картина конвекции с задержкой не более нескольких минут изменяется в области полярного каспа (см., например, [Greenwald et al., 1990]).

При этом возникает ситуация, когда образуется граница разрыва между областями "внутри каспа", где картина конвекции уже новая, соответствующая только что изменившимся параметрам ММП, и "вне каспа", где картина конвекции еще старая, а силовые трубки уходят в удаленные области хвоста, которых еще не успел достичь изменившийся солнечный ветер. Очевидно, где-то может возникнуть такой участок границы, где старая и новая скорости дрейфа плазмы направлены к ней с обеих сторон. Можно предположить, что здесь вдоль мгновенной границы смены конвекции на масштабе l в ионосферной плазме происходит турбулизация плазмы, при которой условия вмороженности нарушаются и становится возможным процесс существенного сжатия плазмы на этой границе с ростом концентрации в несколько раз, т.е. образование сгустка, но без соответствующего увеличения магнитного поля. Следует заметить, что факт турбулизации плазмы на ионосферных высотах, в особенности, в полярной ионосфере, широко известен: диффузность следов на радарах и ионозондах, лагуна F и др. Эти эффекты являются следствием нестационарных поперечных мелкомасштабных электрических полей, турбулизующих плазму (см., например, [Olesen et al., 1986]).

Рассмотрим этот механизм подробнее с точки зрения магнитной гидродинамики. Уравнение для магнитного поля \mathbf{B} , выводимое из МГД-уравнений (при σ не зависящем от координат, где σ - электрическая проводимость плазмы), выглядит следующим образом:

$$d\mathbf{B}/dt = \text{rot}[\mathbf{uB}] + \nu_m \Delta \mathbf{B}, \quad (2.1)$$

где \mathbf{u} - МГД-скорость плазмы, $\nu_m = c^2 / 4\pi\sigma$ - магнитная вязкость (см. [Электродинамика..., 1974]).

В случае вмерзновенности магнитного поля в плазму (в условиях достаточно высокой проводимости) вторым слагаемым в этом уравнении можно пренебречь, более точно, для этого должно выполняться условие $R\sigma \gg 1$, где $R\sigma = L_m V_m / \nu_m$ - магнитное число Рейнольдса, а L_m и V_m - характерная длина и характерная МГД-скорость, соответствующие существенному изменению макроскопических величин.

В обратном случае, когда условие $R\sigma \gg 1$ не выполняется, т.е. когда проводимость невелика, второе слагаемое в уравнении магнитного поля может становиться определяющим, пока по истечении времени T_m , $R\sigma$ опять не станет много больше единицы. Таким образом, в течение времени T_m в области с размером L_m плазма не вмерзновена в магнитное поле и в ней должно возникнуть нестационарное мелкомасштабное электрическое поле, вызывающее индукционные токи.

Оценим ширину полосы l на границе разрыва как масштаб диффузии магнитного поля за время $T_{\text{перп}}$, в течение которого солнечный ветер с изменившимся ММП проходит характерный размер вдоль магнитосферы, на которую выходят в низкоширотный пограничный плазменный слой (LLBL) силовые линии из каспа и вне каспа. Ясно, что это время $T_{\text{перп}} = 1-10$ мин. Минимальный коэффициент диффузии D магнитного поля над каспом

(принимая проводимость $\sigma_{\text{перп}}$ для освещенной полярной ионосферы согласно [Мишин, 1976] равной $\sigma_{\text{перп}} = 7 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1}$), оценим как

$$D = c^2 / 4 \pi \sigma_{\text{перп}} = 10^{12} \text{ см}^2 / \text{с} = l_{\text{перп}}^2 / T_{\text{перп}}. \quad (2.2)$$

Отсюда, $l_{\text{перп}} = (DT_{\text{перп}})^{1/2} \approx 100 \text{ км}$.

Следовательно, при вариациях ММП и соответственно электрического поля с периодами порядка минуты в граничной полосе с шириной, меньшей масштаба l , вмороженность плазмы нарушается и становится возможным как сжатие, так и разрежение плотности ионосферной плазмы, в то время как магнитное поле из-за диффузии релаксирует к исходному уровню геомагнитного поля. Масштаб l меньше размера пятна каспа ($200 \times 500 \text{ км}^2$, см. [Cambou and Galperin, 1974]), что дает право говорить о полосе на границе каспа (в данном случае понимаемого как пучок открытых силовых линий, выходящих непосредственно в магнитослой). Внутри пятна каспа картина конвекции успевает измениться за время распространения альвеновской волны до ионосферы, т.е. за ~ 1 мин. В то же время в определенной части его границы может формироваться сгусток ионосферной плазмы, заметно превышающий фоновую по плотности, в течение $\sim 1-10$ мин. (пока не установилась новая картина конвекции). При скорости дрейфа ионосферной плазмы в каспе $\sim 1 \text{ км/с}$ характерный размер $l = 100 \text{ км}$ соответствует времени дрейфа ~ 1.5 мин, и этого времени достаточно, чтобы заметно изменить уровень концентрации плазмы за счет ее сжатия. В дальнейшем, по мере установления новой картины конвекции, сгусток включается в конвективное движение и дрейфует от каспа на ночную сторону через полярную шапку под действием "нового" крупномасштабного электрического поля, полей поляризации на его границе, а также инерционных эффектов. Очевидно, что время рекомбинации плазмы в F-области значительно больше, чем рассматриваемые здесь короткие интервалы турбулизации, и его можно не учитывать при оценке.

2.3. Структурные особенности дневной ионосферы на широтах каспа по наземным и спутниковым данным

В данной подглаве анализируются результаты прямых измерений ионной концентрации и электронной температуры со спутника "Космос-900", прямые измерения каспа со спутников DMSP, а также регистрации наземных наклонных радиоотражений от резких широтных градиентов электронной плотности на границе каспа [Степанов и др., 1989; Халипов и др., 2000a].

Первые экспериментальные результаты, которые показали прямое проникновение горячей плазмы из магнитослоя дневной магнитосферы на ионосферные высоты, были получены на спутниках Injun-5 [Frank and Ackerson, 1971] и ISIS [Heikkila, 1972]. В последующем были выполнены работы по исследованию в каспе характеристик частиц, полей и токов. Спутниковые исследования позволяют определить положение каспа по измерениям спектров, интенсивности и средней энергии высыпающихся частиц [Мулярчик и др., 1982; Newell and Meng, 1986; Newell et al., 1989] при ионосферном зондировании сверху, а также по магнитометрическим наблюдениям [The Polar Cusp].

Наземные методы включают в себя широкий набор методик по определению положений каспа. Так, например, локализация каспа определялась по геомагнитным пульсациям [Troitskaya and Bolshakova, 1977], наблюдениям сигналов в ОНЧ-диапазоне и по измерениям на радаре некогерентного рассеяния радиоволн [The Polar Cusp], по вертикальному зондированию ионосферы [Stiles et al., 1977; Rodger and Broom, 1986], по оптическим регистрациям полярных сияний [Фельдштейн, 1975].

По этим данным в спокойных геомагнитных условиях область дневного каспа располагается в секторе местного магнитного полудня на инвариантных широтах $75^\circ < I_L < 80^\circ$. При этом ширина каспа колеблется от одного до трех градусов по широте, а в долготном протяжении может простираться от часа до нескольких часов MLT по обеим сторонам полуденного меридиана. В работе

[Мулярчик и др., 1982] показано, что дневной полярный касп расположен внутри дневной части аврорального овала дискретных форм. Он также совпадает с полуденной дырой в распределении дискретных дуг, найденной в той же самой полуденной области [Dandekar and Pike, 1978].

В дальнейшем произошло уточнение картины высыпаний частиц в дневном секторе и были выделены области собственно каспа и клефта. В соответствии с [Heikkilä, 1985] клефт был определен как околополуденная область на малых высотах, где осаждаются электроны с энергией около 100 эВ и наблюдается связанное с этим свечение в эмиссии 630.0 нм, а также содержатся структурные высыпания частиц с большой энергией. Касп же является более локализованной областью около полудня, располагающейся в пределах клефта, которая характеризуется только низкоэнергичными высыпаниями.

По измерениям спутника Viking эта схема была подтверждена и еще более детализирована [Lundin, 1988]. Клефт был идентифицирован с низкоширотным пограничным слоем (LLBL). Касп и клефт характеризуются проникновением в ионосферу сгустков горячей плазмы из магнитослоя, что вызывает там высокую электронную температуру и повышенную скорость ионизации на высотах F-области. Наряду с этим разогрев приводит к росту процессов рекомбинации. Здесь же интенсивно происходит продольный перенос ионизации из максимума F-области в "пустые" силовые трубки и поперечный перенос, связанный с конвекцией. Наличие таких конкурирующих процессов порождают сложную картину широтного распределения электронной концентрации в области вблизи дневного полярного каспа.

Экспериментальные данные: спутниковые измерения электронной плотности, температуры и вторгающихся частиц в дневном секторе авроральной зоны. Провалы ионизации в широтном ходе электронной концентрации (N_e) в дневном секторе (08.00-16.00 MLT) были впервые обнаружены при внешнем зондировании ионосферы [Wildman et al., 1976;

Tulunay and Grebowsky, 1978; Grebowsky et al., 1983], а затем подтверждены наземными исследованиями [Мамруков и Филиппов, 1979]. Как показывают исследования, проведенные нами по данным измерений спутника "Космос-900" (К-900), дневные провалы - устойчивые образования которые наблюдаются независимо от сезона года. Концентрация плазмы на спутнике К-900 измерялась трех-электродной ионной ловушкой с плавающим потенциалом; орбита спутника квазикруговая, с высотой около 500 км, периодом обращения 94.4 мин и наклоном 83°. В связи с достаточно большим наклоном можно приближенно считать, что измерения вдоль орбиты отражают широтный профиль Ne для фиксированного момента времени. Участок орбиты от 40 до 80° покрывается спутником за несколько минут. Вследствие квазинейтральности плазмы на высоте спутника считается, что $N_i = N_e$. За период работы спутника с марта 1977 г. по август 1979 г. для анализа отобраны 127 дневных широтных профилей в северном полушарии Земли в разные сезоны года и в разных условиях магнитной активности. К спокойным магнитным условиям отнесены периоды $K_p = 0-2$, к возмущенным - $K_p = 3-5$.

Проведенный анализ показывает, что в зимние и равноденственные сезоны дневные провалы четко выражены и регулярно наблюдаются на широтных профилях Ne. Летом в дневные часы они выражены менее четко и в магнитоспокойных условиях не обнаруживаются на широтных профилях.

В большинстве рассмотренных нами случаев наблюдается следующая последовательность широтных изменений в дневные часы: обычный среднеширотный уровень Ne сменяется резким падением ионизации и затем вновь резким подъемом, формирующим полюсную стенку дневного провала. Широтная протяженность области повышенной Ne составляет примерно 2-3°.

Как характерный пример на Рис. 2.6 приведен дневной широтный профиль Ne от 15.03.1979 г., относящийся к магнитоспокойным условиям. В 1979 г. наблюдался максимум солнечной активности и величины Ne достигали больших значений. На рисунке видно, что на инвариантной широте около

$\Pi=71.5^\circ$ в широтном ходе ионизации наблюдается резкое понижение электронной плотности с $N_e = 1.2 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ до $N_e = 7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. Минимум дневного провала, наблюдаемого в данном пролете, располагается на $\Pi=72.5^\circ$ и указан тонкой стрелкой. Далее в полюсном направлении происходит возрастание N_e , и на $\Pi=75^\circ$ электронная плотность составляет около 10^6 см^{-3} .

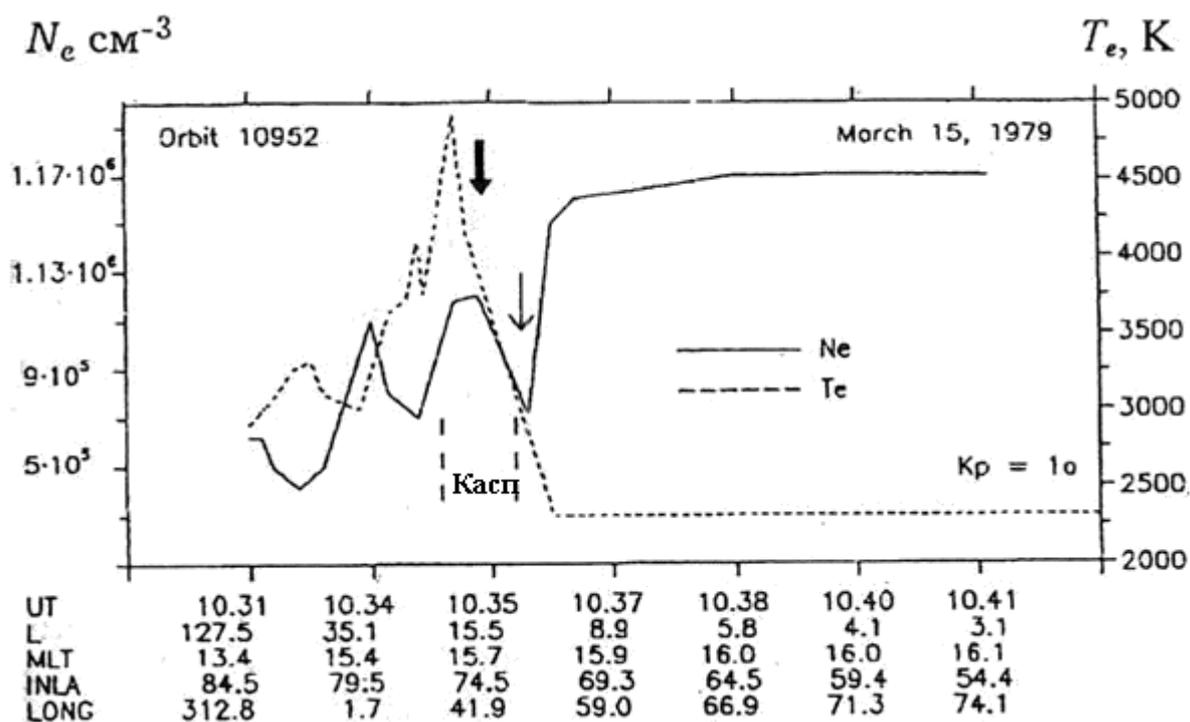


Рис.2.6. Меридиональные профили электронной концентрации и температуры по измерениям спутника К-900 за 15.03.1979 г. Высота орбиты спутника 360 км.

Рост T_e начался в области провала, и электронная температура достигает наибольших значений на широтах полярного пика ионизации (отмечено широкой стрелкой). Можно предположить, что описанная широтная структура в ходе N_e и T_e соответствует ионосферной проекции дневного полярного каспа.

Спутниковые измерения высыпающихся частиц были получены с американских спутников DMSP. На спутниках были установлены

электростатические анализаторы заряженных частиц, которые измеряли электронную и ионную компоненты в диапазоне от 32 эВ до 30 кэВ в 20 логарифмически разнесенных каналах. Область каспа/клефта по спутниковым данным идентифицировалась по присутствию электронов с энергиями порядка 100 эВ и ионов с энергиями порядка 1 кэВ, а также по потоку энергии больше 1 эрг/см² с ср и электронному потоку больше 2·10⁷ см⁻² с⁻¹ [Newell and Meng, 1986]. Частично спутниковые измерения каспа были взяты из опубликованных работ [Meng, 1984; Candidi and Meng, 1988]. Непрерывные измерения каспа спутниками DMSP F7 и F9 за октябрь 1984 г. и начало февраля 1985 г. были любезно предоставлены д-ром Дэвидом Г. Сайбеком из университета им. Джонса Хопкинса, США (David G. Sibeck: The Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory, Laurel, Maryland, USA).

Во время развития мировой магнитной бури 29 августа 1979 г. спутник K-900 и спутники DMSP F2 и F4 провели серию одновременных последовательных измерений в близких секторах MLT [Шестакова и др., 1998]. Такие ситуационные наблюдения весьма редки и представляют большой интерес в интерпретации экспериментальных данных по широтному ходу Ne в дневном секторе. На Рис. 2.7 показана широтная динамика каспа по данным спутников DMSP [Meng, 1984]. Как видно, движение каспа к экватору началось с появлением отрицательной компоненты Vz межпланетного магнитного поля (ММП). На протяжении отдельных периодов времени широта каспа достигала $\Pi_L=65^\circ$. Данные о широте каспа были нанесены широкими стрелками на серию последовательных профилей Ne и Te, измеренных спутником K-900 (Рис. 2.8, а-з). Орбиты спутников DMSP располагались вблизи сектора 12.00 MLT и сравнение данных двух спутников по MLT соответствует пространственной разнице по меридианам измерений. На Рис. 1.19, а видно, что в 01.36 UT минимум дневного провала локализован на $\Pi_L=72.5^\circ$, на 2° экваториальнее каспа. Через полтора часа (Рис. 2.8, б) при пролете спутника в дополуночном секторе провал сместился к экватору; наблюдается два максимума Te: один в области провала, другой на широтах

каспа. Измерения в послеполуденном секторе показывают резко асимметричную картину относительно полудня (Рис. 2.8, в) [Зикрач и др., 1999]. Здесь подъем Ne и Te происходит достаточно синхронно и совпадает с экваториальной границей каспа к моменту пролета в 04.45 UT (Рис. 2.8, г) широта каспа в околополуденном секторе не изменилась. Его широтная протяженность составляет 3.5° . Заметный рост Ne и Te наблюдается на 3° к северу от экваториальной границы каспа. Разница по MLT измерений-двух спутников составляет около 2.5 ч. В этом пролете спутник K-900 пересек протяженную структуру каспа вблизи его полярной границы. Это, по-видимому, приводит к наблюдаемому расхождению границ. Показательны измерения, выполненные на витке 13556 и приведенные на Рис. 2.8, д. в отрезок времени между 05.00-06.00 UT произошло резкое возрастание южной компоненты ММП и касп сместился до инвариантной широты 65° (Рис. 2.7). Его широтная протяженность составляет около 2° . Вместе с каспом переместились к экватору и соответствующие ионосферные структуры. Электронная температура возрастает до 4500-5000 К, а Ne повышена в несколько раз относительно ее уровня в дневном провале. В 06.08 UT границы каспа и подъемов Ne и Te не совпадают, что вызвано, по-видимому, разницей по MLT в положении двух спутников. Таким образом, узкие и хорошо выраженные пики в электронной концентрации и температуре по своему положению и широтной протяженности представляют собой признак (signature) дневного полярного каспа в области его проекции на ионосферные высоты.

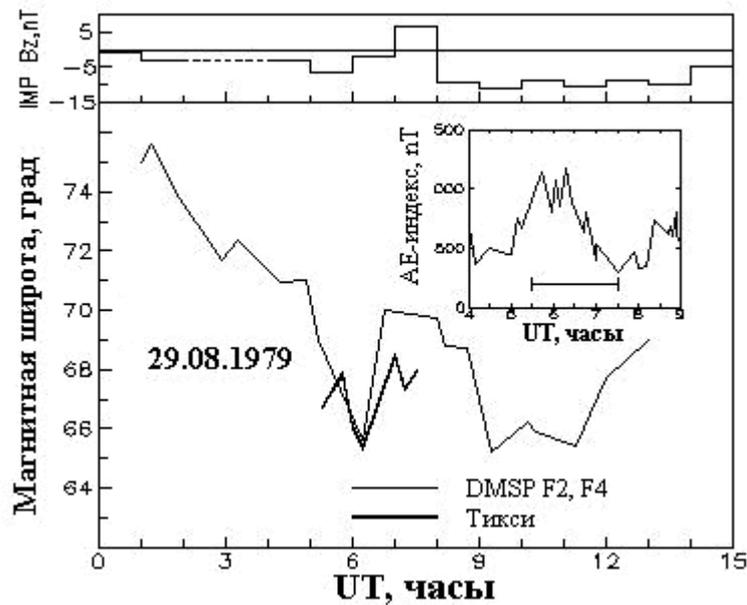


Рис. 2.7. Положение границы каспа по измерениям спутников DMSP в ходе развития мировой магнитной бури 29.08.1979 г [Meng, 1984].

В 08.00 UT произошло изменение компоненты V_z ММП с $V_z = 7$ нТ до $V_z = -10$ нТ и стала развиваться основная фаза магнитной бури. На Рис. 2.8, видно, что максимум T_e и полярный пик ионизации локализованы вблизи каспа. Электронная температура повышена не только в каспе и над провалом, но и на средних широтах примерно на 1000 К относительно ее уровня перед началом возмущения. Уровень ионизации на средних широтах в утреннем секторе оказывается заметно пониженным, в то время как в вечернем секторе MLT на средних широтах T_e остается на невозмущенном уровне, а N_e даже несколько повысилась (Рис. 2.8, з). Это свидетельствует о том, что возмущение распространилось глубоко во внутреннюю магнитосферу только в утреннем секторе.

Сопоставление ионосферных параметров с положением каспа в секторе 17.00 MLT вряд ли правомерно, тем более, в этот момент V_y ММП отрицательна, что приводит к смещению структуры каспа в предполуденный сектор.

Спутник DMSP измерил положение экваториальной границы диффузных высыпаний (ГДВ) в секторе 23.00 MLT на $IL=54^\circ$. Пересчет по модели дает положение ГДВ в 17.00 UT на $IL=61^\circ$. На этой широте N_e несколько возрастает до $3 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ вследствие ионизации вторгающимися электронами. Подъем N_e существенно меньше, чем в области каспа, и это, очевидно, связано с, меньшей на 1-2 порядка интенсивностью вторгающихся низкоэнергичных электронов и действием факторов потерь из-за высоких значений электронной температуры.

Наземные и спутниковые измерения области дневного полярного каспа.

Методика локализации крупномасштабных неоднородных структур высокоширотной ионосферы по данным наземных ионозондов достаточно подробно описана в [Stiles et al., 1977; Халипов и др., 1977; Rodger and Broom, 1986]. Наклонные отражения возникают на резких широтных градиентах N_e вблизи полярной стенки главного ионосферного провала и на экваториальной границе дневного каспа. Трассирование траекторий коротких радиоволн в ионосфере позволяет определить горизонтальную дальность до отражающей области.

Подобная методика применялась нами для локализации характерных наклонных радиоотражений в дневном секторе MLT. В данной работе используются измерения с высокоширотных ионосферных станций Якутской цепочки: Тикси ($IL=65.1^\circ$) и о. Котельный ($IL=69.5^\circ$). Для регистрации наклонно отраженных сигналов на этих станциях были использованы приемно-передающие горизонтальные ромбические антенны. Это достаточно высокопотенциальные антенны с коэффициентом усиления около 15 на рабочей частоте 5 МГц. Основной максимум излучения направлен под углом 25° к горизонту.

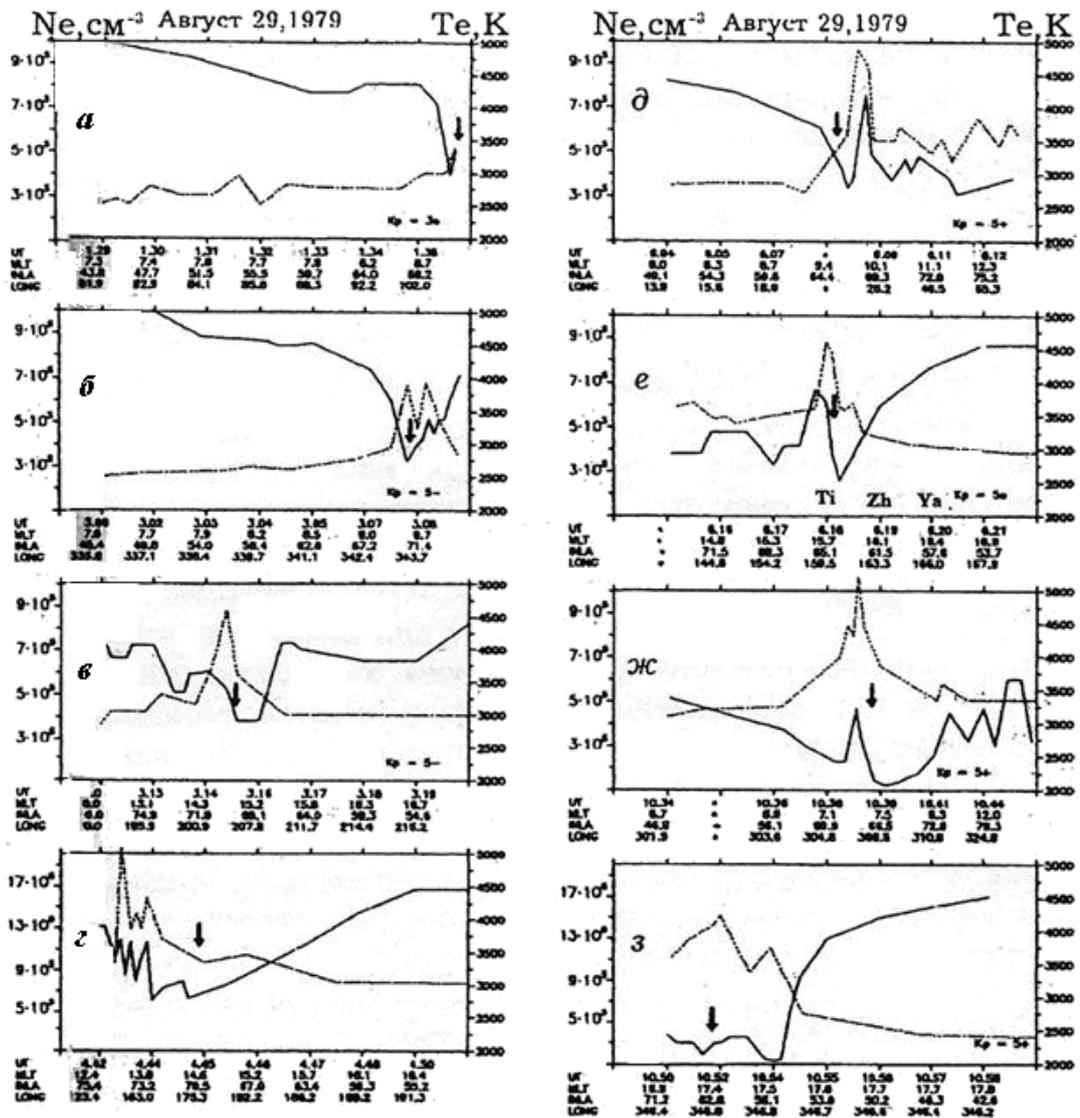


Рис. 2.8 (а-з). Меридиональные профили электронной плотности и температуры, полученные спутником К-900 в дневном секторе 29.08.1979 г. Стрелкой отмечено положение каспа, высота орбиты спутника находится в пределах 330-350 км. Значками Ya (Якутск), Zh (Жиганск), Ti (Тикси) нанесено положение станций Якутской меридиональной цепочки (г, е). Жирная линия - N_e , пунктирная линия - T_e .

Во время спокойных геомагнитных условий дневные наклонные радиоотражения регистрируются в основном на высотах порядка 1000-1400 км, что при пересчете на горизонтальную дальность со ст. Тикси дает инвариантные широты положения области, отражения 75-79°, а со ст. о.

Котельный - около 80° . Возникновение радиоотражений на таких широтах позволяет сделать предположение, что наклонные обратные отражения радиоволн произошли от крупномасштабных неоднородностей в области дневного полярного каспа/клефта.

Для проверки этого обстоятельства мы снова обратимся к данным спутников DMSP за 29 августа 1979 г. (Рис. 2.7). Во время длительной серии измерений каспа спутниками DMSP в интервале времени 05.00-07.00 UT орбиты спутников располагались вблизи меридиана Якутской цепочки станций. Наклонные радиоотражения были обнаружены ст. Тикси в 05.30 UT и продолжали наблюдаться до 07.30 UT. Широтный ход отражающей структуры в ионосфере по данным ст. Тикси показан на Рис. 2.7 жирной линией.

Во врезке внутри Рис. 2.7 приведены вариации AE-индекса. В нижней части врезки отмечен интервал синхронных измерений, который приходится на активную фазу и фазу затухания суббури, при этом максимальное значение AE-индекса составляло 1200 нТ. Как видно на Рис. 2.7, между спутниковыми и наземными данными имеется хорошее соответствие. После 06.30 UT граница отражающей структуры, определенная по наземным данным, расположена на 2° экваториальнее границы каспа. Это связано с тем, что орбиты спутников постоянно находятся вблизи полуденного меридиана, тогда как положение наземной станции наблюдения, вследствие вращения Земли, перемещается в сторону вечерних часов. Резкие широтные градиенты электронной концентрации на экваториальной границе каспа хорошо видны по измерениям спутника K-900 (Рис. 2.8, д, е). Такие структуры в распределении Ne приводят к формированию обратных отражений при наземном зондировании ионосферы.

На Рис. 2.9 приведены одновременные измерения за 24 декабря 1979 г. На орбите спутника DMSP F4, который пролетал над северным полушарием, положение области каспа показано светлым прямоугольником [Candidi and Meng, 1988]. Экваториальный край каспа расположен на магнитной широте

73.2° в 01.34.36 UT. По наземным измерениям в 01.45 UT (10.45 LT) экваториальная граница дневных радиоотражений по ионограмме ионосферы со ст. Тикси располагается на широте 73.7°. Ее положение на рисунке показано звездочкой. Наклонные отражения наблюдались также в 02.15 UT (11.15 LT) на широте 74.2°. Как видим, и этот случай показывает довольно хорошее соответствие в положении экваториальных границ каспа и дневных радиоотражений.

По имеющимся у нас данным спутников DMSP F7, F9 о положении каспа за октябрь 1984 г. выполнено сопоставление с наземными данными о дневных радиоотражениях, а случаи одновременных измерений сведены в таблице 2. Можно видеть хорошее согласие между этими двумя способами регистрации каспа.

Таблица 2

Дата	UT	DMSP F7, F9 MLT IL	Ст. Тикси LT IL
06.10.1984	05.49	09.30 73.6	14.45 75.5
07.10.1984	06.28	09.20 74.4	15.45 72.0
18.10.1984	02.46	12.10 79.1	11.30 78.7
19.10.1984	05.50	09.60 73.0	14.30 73.5
05.02.1985	06.14	09.00 73.3	12.15 73.7

Сопоставление спутниковых и наземных данных по большой статистике измерений. Рассмотренные выше случаи синхронных измерений каспа со спутников и методом наземного радиозондирования дают согласующиеся результаты. Вместе с тем по каждому виду наблюдений имеется достаточное количество данных, что позволяет построить статистические представления для границ и провести их сравнение.

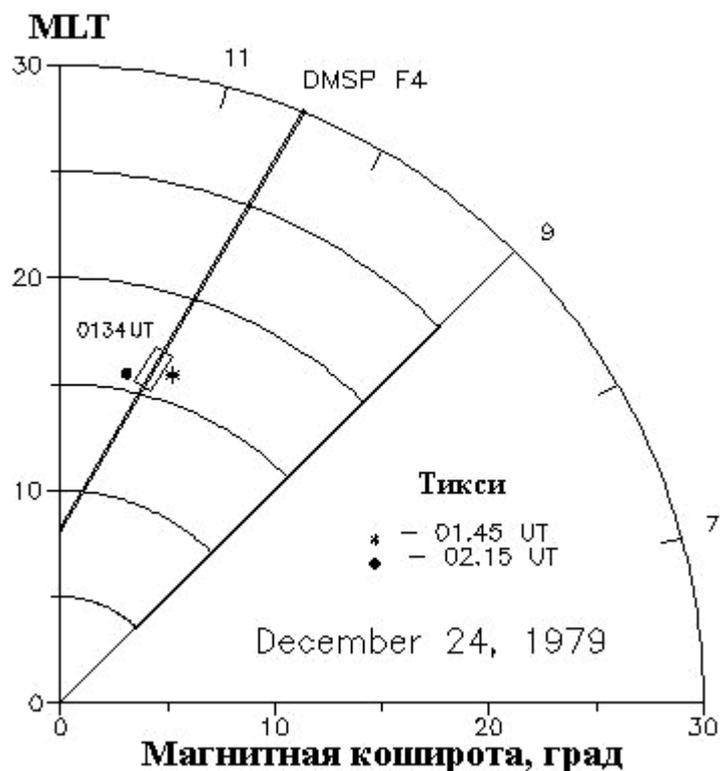


Рис. 2.9. Положение каспа, измеренное спутником DMSP F4 за 24.12.1979 г., обозначено незаштрихованным прямоугольником. Значками отмечено положение дневных радиотражений по данным станции Тикси.

За период, включающий октябрь 1984 г. и начало февраля 1985 г., было зарегистрировано 129 пролетов с наблюдениями области каспа/клефта спутниками DMSP. За тот же период по наземным данным по дневным радиоотражениям было зарегистрировано 266 измерений экваториальной границы области дневного каспа/клефта. Взят временной сектор от 08.00 до 16.00 MLT. На Рис. 2.10 показаны сопоставления спутниковых и наземных измерений экваториальных границ, сгруппированных для одинаковых значений планетарного индекса K_p , в интервале от 1 до 4. На рисунке крестиками показаны измерения каспа со спутников DMSP, а кружками - данные ст. Тикси. Как можно видеть, рассматриваемые нами два вида наблюдений каспа показывают близко согласующееся широтное расположение границ для всего диапазона измерений K_p . Кривые на рисунках

обозначают аппроксимирующие линии, рассчитанные методом наименьших квадратов по всей совокупности точек. Так, среднее положение каспа смещается с $IL = 80^\circ$ при $Kp = 1$ до $IL = 75^\circ$ при $Kp = 4$.

При обработке данных спутника K-900 по всем измерениям в дневном секторе определялся минимум высокоширотного провала так, как это было принято при описании Рис. 2.6. Его положение отмечено незаполненными кружочками на полярных диаграммах (Рис. 2.11). Диаграмма А) построена для значений $Kp = 0-2$, диаграмма В) для $K = 3-5$. Аппроксимация положения дневного провала нанесена тонкими линиями. Жирными линиями нанесено среднее положение экваториальной границы каспа/клефта, полученное по точкам, приведенным на Рис. 2.10; и дополненное измерениями для $Kp=0$ и $Kp=5$. Можно видеть, что модельная граница каспа/клефта окаймляет с севера область наблюдения дневных минимумов электронной концентрации. При этом среднее положение дневных минимумов Ne наблюдается на $2-4^\circ$ экваториальнее каспа.

Для того чтобы прояснить расположение дневных провалов Ne относительно главного ионосферного провала, на Рис. 2.11 точками нанесены широты последнего для разных условий возмущенности. В условиях слабой и умеренной возмущенности после 16.00 MLT среднее положение главного ионосферного провала является как бы продолжением дневного провала, образуя одну раскручивающуюся спираль (Рис. 2.11, а). После 06.00 MLT провал Ne перестает наблюдаться из-за воздействия солнечного излучения. В возмущенных условиях средние положения сравниваемых структур несколько не совпадают вблизи сектора: 16.00 MLT.

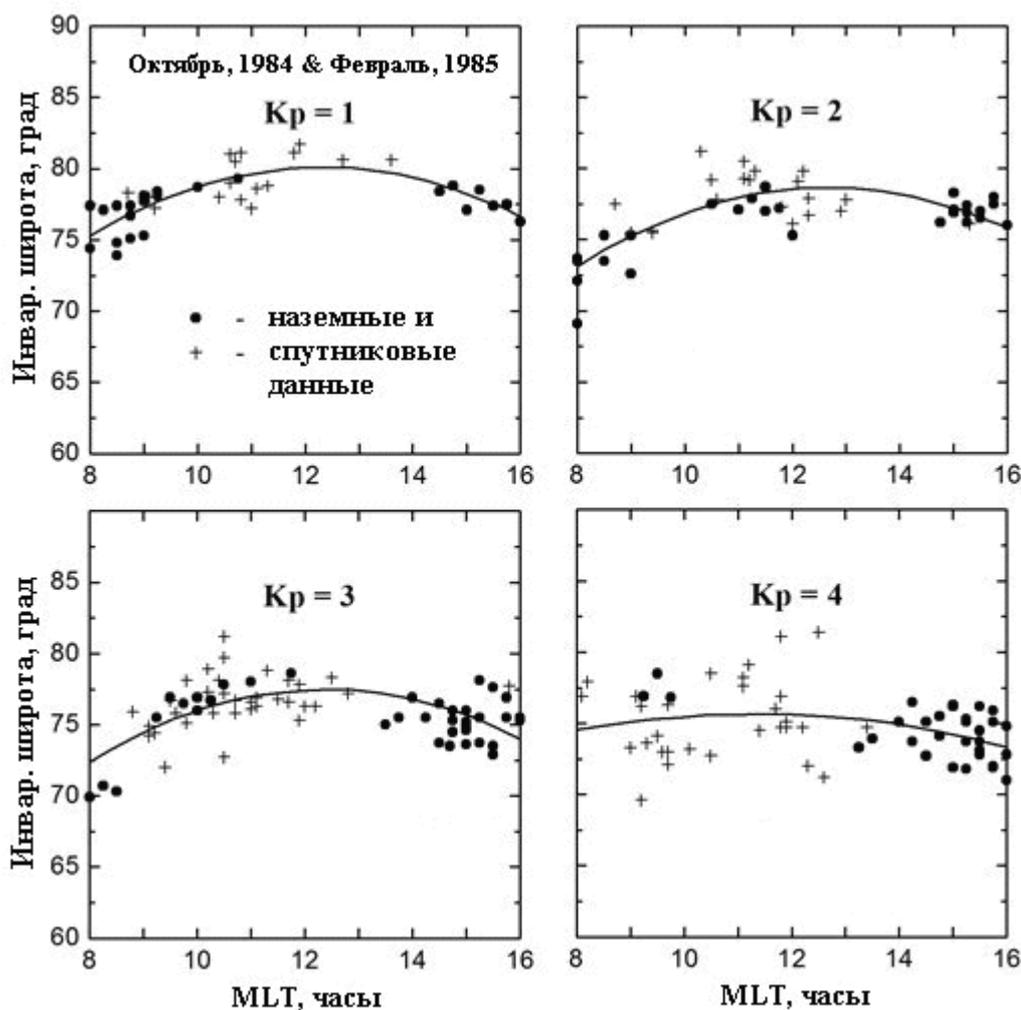


Рис. 2.10. Сопоставление спутниковых и наземных измерений экваториальных границ каспа/клефта для различных уровней возмущенности.

Таким образом, комплексные измерения, выполненные спутниками К-900, DMSP, а также методом наземного ионосферного радиозондирования в ходе развития магнитной бури 29 августа 1979 г., позволяют с разных сторон рассмотреть изменения структуры ионосферы в области дневного полярного каспа. Вторгающиеся в области дневного полярного каспа/клефта потоки электронов с интенсивностью $J=10^9 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ кэВ}^{-1}$ создают полярные пики в широтном ходе N_e и T_e , в которых электронная плотность возрастает в несколько раз относительно фонового уровня дневного провала, а электронная температура достигает $4 \cdot 10^3 \text{ К} - 5 \cdot 10^3 \text{ К}$. Это хорошо прослеживается по данным, приведенным на Рис. 2.8, б, г. По своему положению и широтной

протяженности выявленные структуры представляют собой признак каспа в ионосфере.

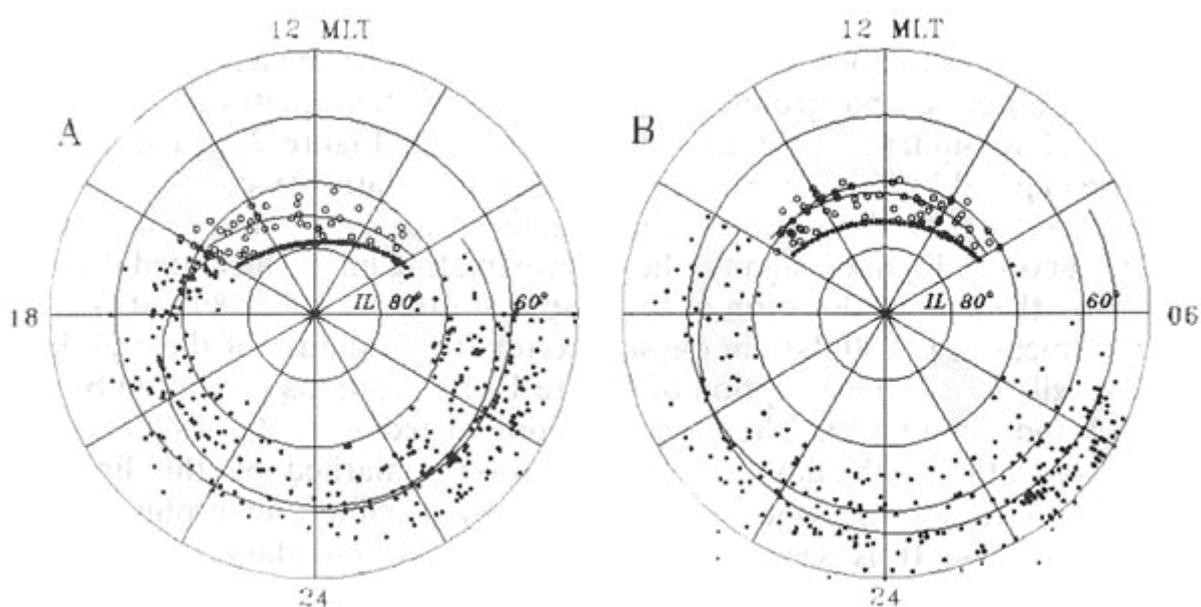


Рис. 2.11. Полярные диаграммы, иллюстрирующие положение дневного и главного ионосферного провала: а - для $K_p=0-2$, в - для $K_p=3-5$. Положения дневных провалов N_e обозначены светлыми кружочками, а главного провала N_e – точками. Жирной линией нанесено среднее положение каспа/клефта.

Если оценивать относительную важность процессов ионизации и потерь, то надо отметить, что широтные профили N_e в дневном секторе демонстрируют протяженную область резко пониженной электронной плотности размерами $5-10^\circ$, в которую вкраплен ионосферный касп. Такую же широтную протяженность имеет и область повышенной T_e . Этот подъем T_e вне каспа вызван разогревом электрическим полем в области быстрой конвекции. Такой резкий рост T_e приводит, во-первых, к значительному ускорению процессов рекомбинации, во-вторых, к продольным потокам ионов из области максимума F-слоя в открытые силовые трубки. Если сравнить профили N_e на Рис. 2.8, а, г, то электронная плотность на $ML=66^\circ$ в условиях летней освещенной ионосферы упала почти на порядок. Лишь в области каспа

совместное действие солнечного ультрафиолета и мощного корпускулярного источника в состоянии поддерживать уровень ионизации $N_e = 5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3} - 7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. Скорее всего, на фоне действия таких мощных источников ионизации и потерь вклад от продольных токов в перераспределение ионизации относительно мал, поскольку кроме полярного пика ионизации не наблюдаются другие хорошо выраженные структуры. Несомненно, необходимы модельные расчеты для корректной оценки вклада основных действующих факторов в уравнение баланса ионизации.

На экваториальной границе каспа формируются резкие широтные градиенты N_e , которые вызывают наклонные обратные отражения при ионосферном радиозондировании. Этот результат получил непосредственное подтверждение при одновременных наблюдениях наклонных радиоотражений наземными ионозондом с авроральной ст. Тикси и регистрации структуры каспа со спутника K-900. На Рис. 2.8, е обозначены положения станций Якутской цепочки при близком пролете спутника. Интересно отметить, что для этого же события (29 августа 1979 г.) в работе [Rodger and Broom, 1986] описываются ионосферные эффекты в области каспа по данным станции южного полушария Halley Bay ($IL = -61.8^\circ$, $\lambda = 26^\circ$). Наклонные отражения с большими критическими частотами были обнаружены после 12.00 LT во время основной фазы магнитной бури.

В работе [Hoeg and Ungstrup, 1983] анализируются данные таких ионосферных наблюдательных пунктов, как Cape Parry, Sachs Harbour, Godhavn, которые расположены на широтах вблизи каспа. Методом трассирования радиоволн рассчитаны модельные ионограммы, которые хорошо согласуются с реальными ионограммами. Преимущество наблюдения каспа со станции, находящейся на широте $IL = 65^\circ$, состоит в том, что можно проследивать такую динамичную структуру, как касп, в большом диапазоне широт. Широтные смещения каспа связаны с B_z ММП, и при $B_z = -10$ нТ касп кратковременно может смещаться до $IL = 65^\circ$, а его широтная протяженность уменьшается до $1-2^\circ$. Как было показано выше, ионосферные структуры в

дневном секторе отслеживают динамику каспа, и поэтому их положение контролируется параметрами ММП.

Долготная протяженность каспа/клефта значительно расширяется при возрастании динамического давления солнечного ветра на магнитосферу. Например, для давления солнечного ветра $\langle p \rangle = 6.0$ нПа структура клефта охватывает временной сектор 08.00-16.00 MLT, а для невозмущенного солнечного ветра при $\langle p \rangle = 1.5$ нПа - сектор 10.00- 14.00 MLT [Newell and Meng, 1993]. Поэтому модельное положение каспа/клефта для спокойных условий, приведенное на Рис. 2.11, а, должно быть ограничено околорасположенным сектором.

Таким образом, по измерениям тепловой плазмы в ионосфере со спутника К-900 и вторгающихся электронов дневного каспа со спутников DMSP установлены характерные полярные пики в широтном распределении N_e и T_e протяженностью около 2° , которые являются ионосферным признаком дневного полярного каспа. Также, используя ионозонд, расположенный на широте $L=65^\circ$ и оснащенный горизонтальной ромбической антенной для наклонного зондирования, можно проводить систематическим мониторинг области дневного полярного каспа/клефта.

2.4. Перемещающиеся ионосферные возмущения по данным вертикального зондирования ионосферы

Перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ) уже давно известны как динамичная часть атмосферы на больших высотах. Ионосферные исследования ПИВ начались с пионерской работы Hines C.O. [Hines, 1960] и обнаруживаются такими радиофизическими методами как зондирование ионосферы ионозондами вертикального и наклонного радиозондирования, радарными некогерентного рассеяния, системами GPS, а также по регистрациям свечений ночного неба [Lobb and Titheridge, 1977; Hunsucker, 1982; Носке and Schlegel, 1996; Afraimovich et al., 2000; Fukushima et al., 2012; Куркин и др., 2014]. Различают три вида ПИВ: крупномасштабные (горизонтальные размеры от 300 до 1000 км, периоды от 0.5 до 3 час, фазовые скорости от 300 до 1000 м/с), среднемасштабные (горизонтальные размеры от 100 до 300 км, периоды от 0.2 до 1 час, фазовые скорости от 100 до 300 м/с) и мелкомасштабные (с параметрами меньшими, чем среднемасштабные). В периоды ПИВ выявлено распространение возмущения сверху вниз, что указывает на наклонность фронта распространения волны. ПИВ имеют различные источники и различные механизмы генерации. Так, источниками могут являться геофизические возмущения в авроральной области, взрывы и землетрясения большой мощности, а также метеорологические явления. Следует отметить, что большинство проведенных исследований касаются экваториальной и среднеширотной ионосферы. Несмотря на многолетние исследования ПИВ, многие вопросы их генерации и динамики все еще не получили должного объяснения.

Методика эксперимента и статистические результаты. В нашем исследовании ПИВ использовались данные высокоширотных ионосферных станций, координаты которых и применяемое на них оборудование приведены в таблице 3, а расположение станций проиллюстрировано на Рис.2.12. Все станции оборудованы цифровыми ионозондами, диапазон зондирования от 1-го до 14 МГц, а интервал между зондированиями составляет 15 мин. На

дигизондах DPS-4 [Reinisch et al., 1997], благодаря разнесенному приему отраженных от ионосферы радиосигналов, возможны измерения углов их прихода и доплеровского сдвига частоты, а цветовая кодировка сигналов позволяет определять его направление.

Таблица 3.

Название станции и оборудование	Код	Географические координаты		Геомагнитные координаты		L-параметр (*)
		широта, град	долгота, град	широта, град	долгота, град	
Тикси, Парус	ТХ471	71.4	128.5	65.4	194.8	6.38
Норильск, DPS-4	NO369	69.4	88.1	64.0	159.8	5.83
Жиганск, DPS-4	ZH466	66.8	123.4	61.5	194.7	4.63
Якутск, DPS-4	YA462	62.0	129.6	56.4	201.3	3.45

(*) L-параметр – параметр, равный геоцентрическому расстоянию до точки пересечения силовой линии геомагнитного поля с экваториальной плоскостью (выражается в радиусах Земли).



Рис.2.12. Схематическая карта, показывающая расположение ионосферных станций на северо-востоке России.

Одним из основных признаков регистрации ПИВ на ионограммах являются т.н. U-следы. Такие следы обычно появляется на высокочастотном концах обыкновенной и необыкновенной компонент следов отражений от области F [см. напр. Hunsucker, 1982; Stepanov et al., 2012; Степанов и др., 2013; Степанов и др., 2014; Куркин и др., 2014]. Примеры U-следов для разных станций показаны на Рис.2.13.

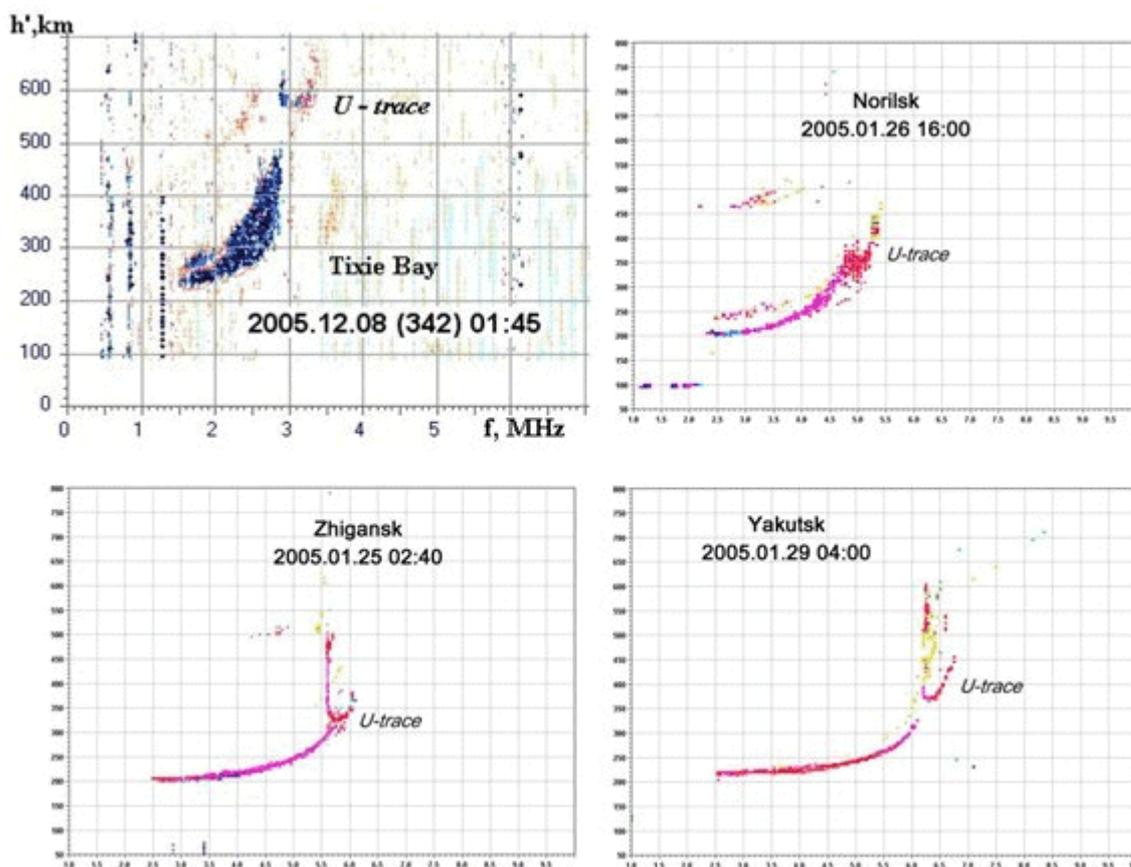


Рис.2.13. Характерные U-образные следы от перемещающихся ионосферных возмущений на ионограммах станций вертикального зондирования.

Для обработки и анализа признаков ПИВ были выбраны 2005 г. – фаза спада 23-го солнечного цикла и 2011 г. – фаза роста 24-го цикла солнечной активности. Статистические результаты исследований приведены на Рис.2.14,

где верхний ряд представляет данные за 2005 г., а нижний за 2011 г. Слева направо, соответственно, общее количество случаев отдельно по станциям, распределение случаев по MLT сектору и распределение по Kp-индексу. Выборка сделана по 15-минутным измерениям вертикального зондирования. Следует отметить, что во время магнито-возмущенных периодов на высокоширотных станциях часто наблюдается поглощение радиоволн декаметрового диапазона и бывает затруднительно регистрировать признаки ПИВ на ионограммах. Из рисунка видно, что U-следы в основном регистрируются во время спокойных интервалов геомагнитной активности – около 85% приходится на уровни Kp ≤ 3. Местное время регистрации признаков ПИВ приходится в большинстве случаев на интервал времени с 9 до 15 часов MLT - около 67%. Также отметим, что в 2011 г. резко возросло количество случаев наблюдений U-следов, чем в 2005 г. Это, по-видимому, объясняется тем, что год 2011-й был спокойным относительно 2005 г. – среднемесячный индекс геомагнитной активности Kp в 2011-м году составлял 11.9, тогда как этот и индекс в 2005 г. был 17.2.

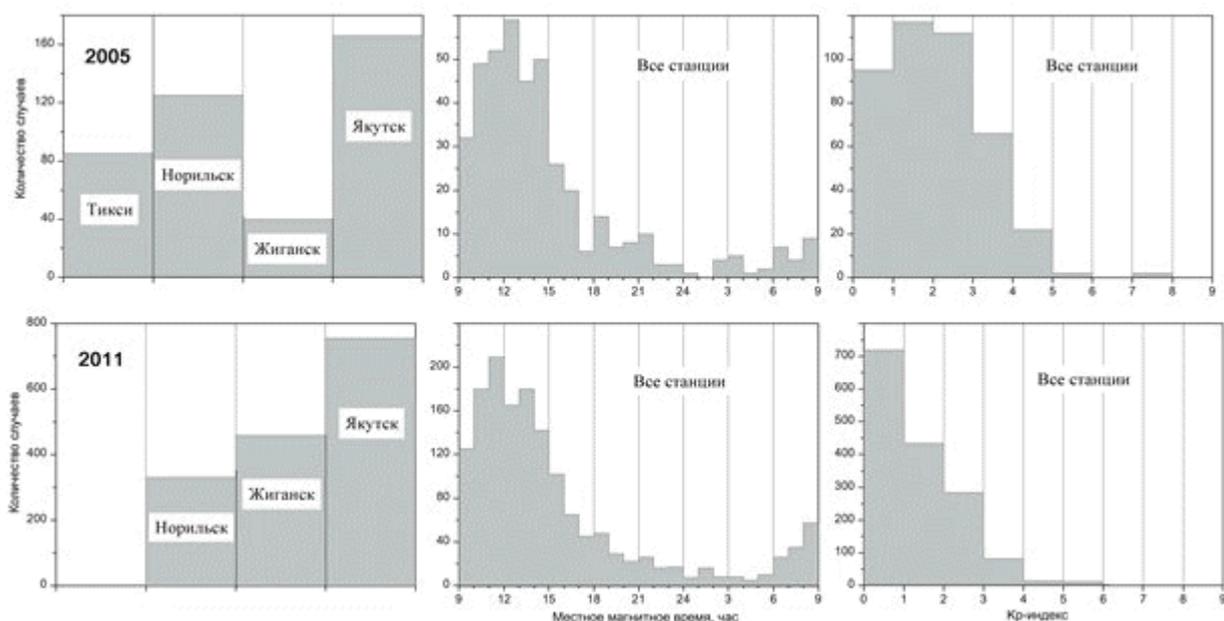


Рис.2.14. Статистическое распределение случаев регистраций ПИВ за 2005 и 2011 гг.

Проявлениями ПИВ в ионосфере являются квазипериодические вариации критических частот f_oF2 в их суточном ходе. На Рис.2.15 приведены вариации критических частот слоя F во время наблюдения ПИВ 6 и 8 декабря 2005 г. по двум (Якутск, Жиганск – Рис.2.15, а) и трем (Якутск, Жиганск и Тикси – Рис.2.15, б) станциям соответственно. Стрелками указаны моменты времени, когда на ионограммах регистрировались U-следы: стрелки вниз – на ст. Якутск, стрелки вверх – на ст. Жиганск и Тикси. Видно, что 6 декабря 2005 г. (Рис.2.15, а) наблюдалось три повышения плотности ионизации со следующими параметрами ПИВ: средняя фазовая скорость составляет около 190 м/с, квазипериод приблизительно 55 мин, а горизонтальный размер около 313 км. 8 декабря 2005 г. (Рис.2.15, б) – наблюдалось уже четыре повышения со следующими параметрами ПИВ: средняя фазовая скорость составляет около 212 м/с, квазипериод приблизительно 49 мин, а горизонтальный размер около 312 км. Стрелками на рисунке отмечены времена регистраций U-следов на ионограммах. Трехчасовые индексы геомагнитной активности K_p за интервал наблюдений составляли 0, 0+, 1- и 0, 0, 0, соответственно, 6 и 8 декабря.

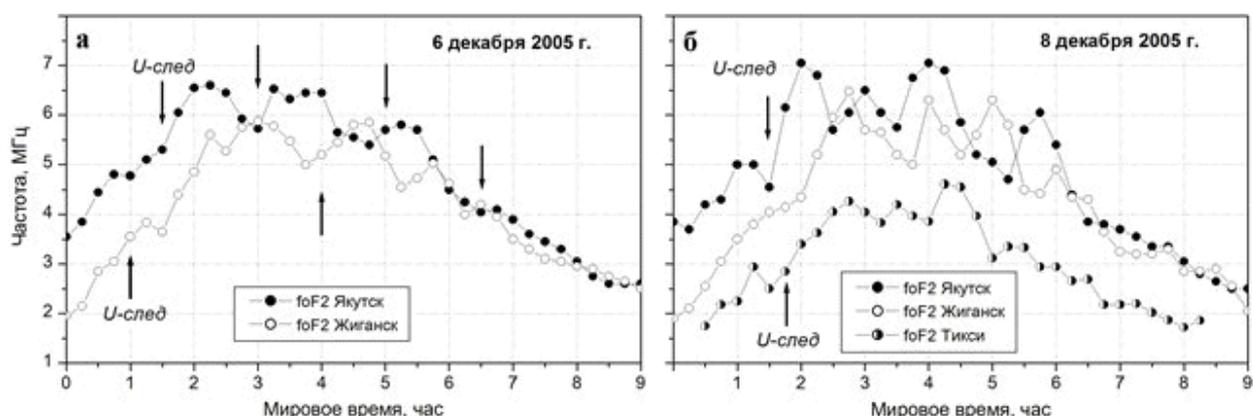


Рис.2.15. Вариации критических частот f_oF2 за 6 и 8 декабря 2005 г.

Доплеровские сдвиги частоты (ДСЧ) на ионограммах дигизонда DPS-4 также могут дать информацию о перемещающихся ионосферных возмущениях. Положительные и отрицательные смещения областей

отражений при вертикальном зондировании на дигизондах DPS-4 имеют разные цветовые кодировки. Таким образом, можно визуально смотреть приближение (положительный ДСЧ) и уход (отрицательный ДСЧ) ионосферных структур относительно станции слежения.

Пример таких смещений приведен на Рис.2.16 по данным станции вертикального зондирования Якутск 29 октября 2011 г. Для простоты восприятия с ионограмм удалены отражения х-компоненты, а отрицательные смещения частоты окрашены в синий цвет. В 01.35 UT (Рис.2.16, А) на ионограмме регистрируется U-след (или ионосферный признак ПИВ) на высоте 380 км, через 5 минут в 01.40 UT (Рис.2.16, В) этот след виден уже на высоте 325 км. Отметим, что в это время четко видны две критических частоты на 10.1 и 10.6 МГц, но с разными смещениями частоты – положительными от ПИВ (красными) и отрицательными (синими) от регулярного слоя F. В 01.45 UT (Рис.2.16, С) критическая частота регулярного слоя стала уже 10.6 МГц, свидетельствуя о том, что максимум плотности ПИВ находится в зените станции наблюдения. Отметим, что в это время еще можно разделить след от ПИВ от регулярного слоя: по «разлому» следа на 8.5 МГц и цветовой кодировке (Vo+). В 01.50 UT (Рис.2.16, D) видно, что почти весь регулярный слой над станцией заменен на слой с повышенной плотностью, а ПИВ можно отличить только по доплеровским смещениям.

В нижней части Рис.2.16 показаны модельные расчеты при возникновении наклонного фронта распространения волны над станцией наблюдения. Для расчетов использован плоский параболический слой ионосферы без учета магнитного поля Земли [Дэвис, 1973]. Параметры областей повышенной ионизации и регулярного F-слоя заданы с реальных ионограмм, приведенных в верхней части Рис.2.16. Видно, что движение области повышенной плотности ионизации или перемещающегося ионосферного возмущения хорошо совпадает с доплеровскими измерениями на дигизонде. Средняя вертикальная скорость передвижения возмущения составляет около 200 м/с.

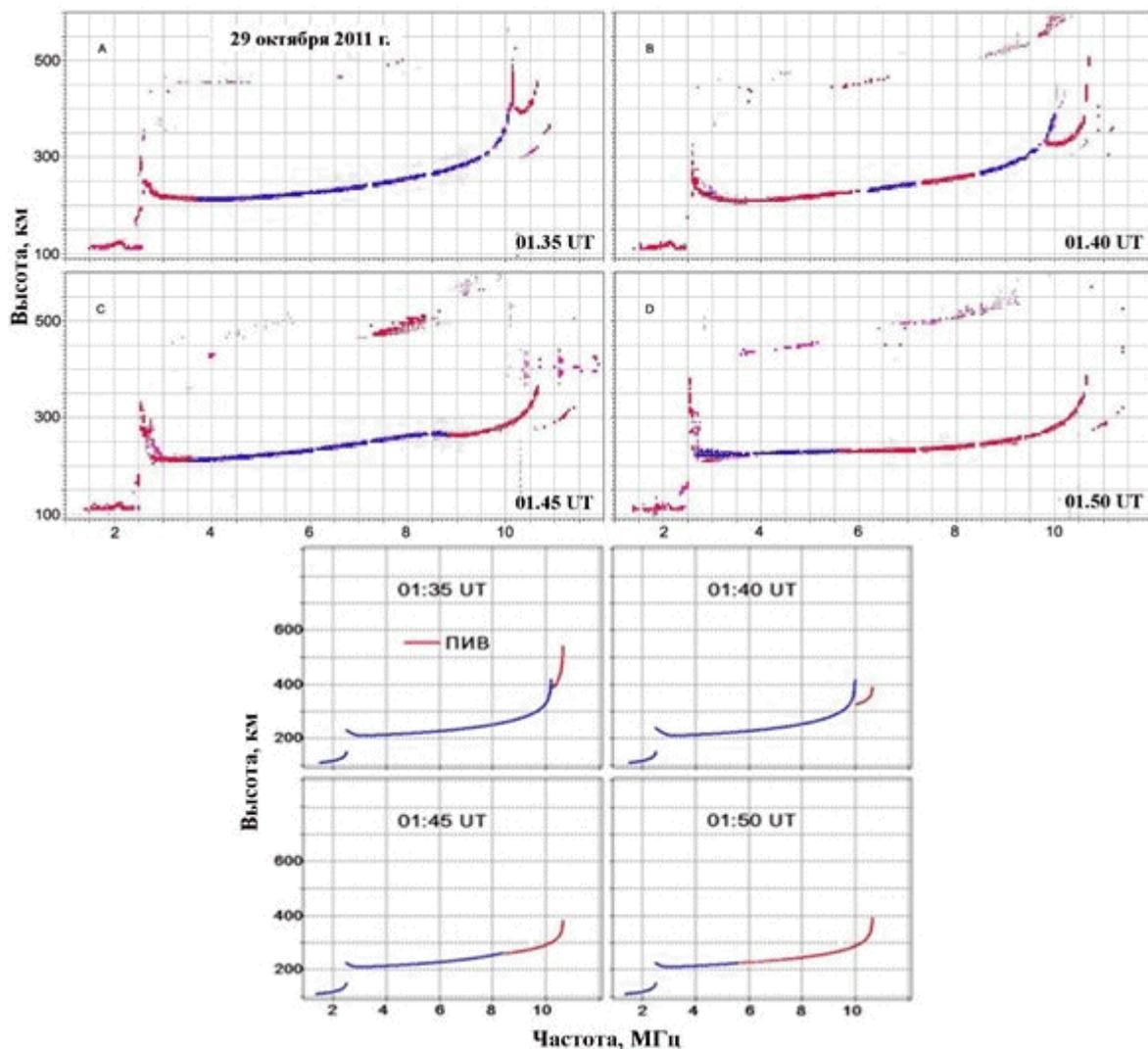


Рис.2.16. Последовательность ионограмм ВЗ со станции Якутск за 29 октября 2011 г. Красным цветом обозначены положительные ДСЧ (к станции наблюдения), синим – отрицательные.

На Рис.2.17 приведены вариации критических частот f_oF_2 (светлые кружочки) и высоты нижней области F - $h'F_2$ (темные кружочки) во время наблюдения ПИВ по измерениям на станции Якутск 22 января 2012 г. Звездочками на рисунке, светлыми и темными соответственно, отмечены предельные частоты f_U и нижние высоты $h'U$ следов на ионограммах, характерных для ПИВ. Зондирование ионосферы проводилось в 5-мин режиме. Из рисунка видно, что в этот день над зенитом станции наблюдения

регистрировались квазипериодические колебания в параметрах ионосферы. По крайней мере, пять последовательных волн прослеживаются четко. Причем надо отметить, что вариации критической частоты (f_oF2) отражают волновые движения ПИВ в верхней части области F ионосферы (на уровне высоты максимума слоя - h_mF2), а вариации высоты $h'F$ – в нижней ее части. Среднее запаздывание фаз колебаний в этих частях составляет примерно 30 мин. Такое запаздывание говорит о наклонном фронте распространения ПИВ в ионосфере.

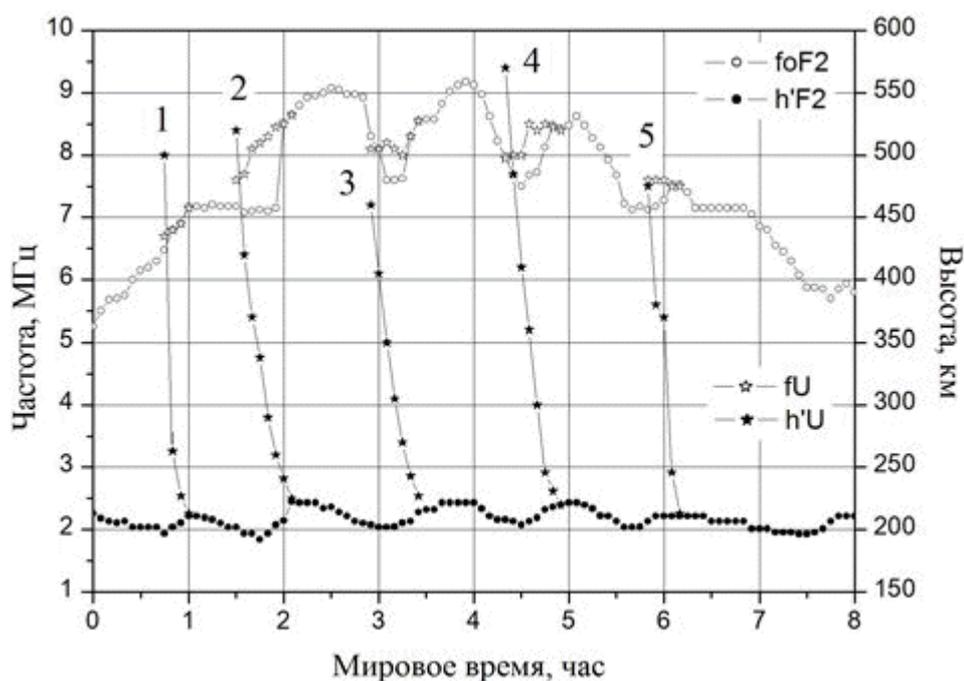


Рис.2.17. Вариации параметров ионосферы за 22 января 2012 г.: белые кружочки – критическая частота f_oF2 , синие кружочки – минимальная высота $h'F2$, белые звездочки – предельная частота fU -следа, черные звездочки – минимальная высота $h'U$ -следа. Запаздывание фаз колебаний около 30 мин.

На Рис.2.18 показано графическое изображение высотного профиля (профилограмма) плотности электронной концентрации за 22 января 2012 г. Электронная концентрация рассчитывается по формуле

$$N_e (\text{cm}^{-3}) = 1,24 \cdot 10^4 f^2 (\text{МГц}) \quad (1.2)$$

[см. напр. Харгривз, 1982]. Здесь также хорошо прослеживаются волны ПИВ и ее наклонный фронт распространения.

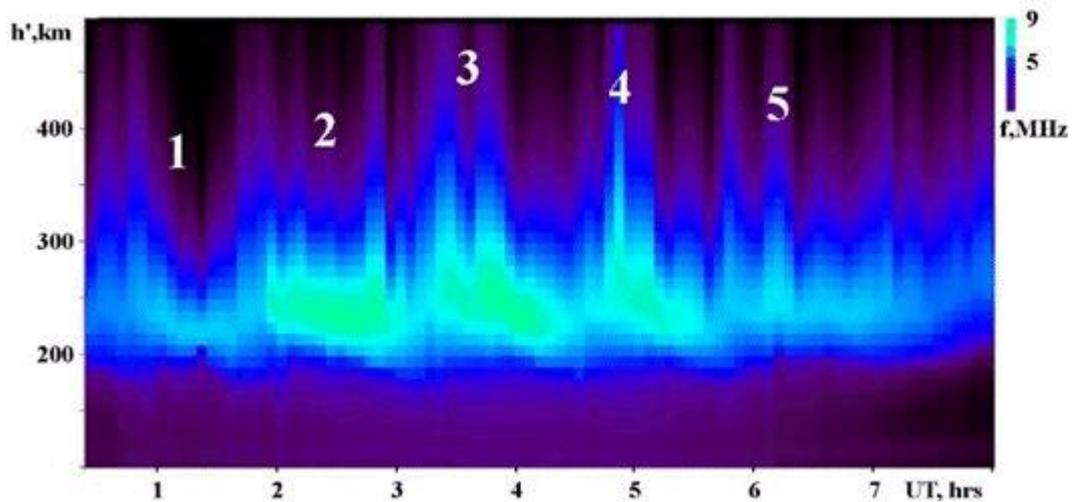


Рис.2.18. Профилограмма за 22 января 2012 г.

Спектральные характеристики ПИВ по ионосферным данным. Для построения частотных спектров временных ходов f_oF2 использовались интервалы, где четко наблюдались вариации критических частот. Анализ таких спектров показал, что спектральные составляющие, формирующие основной временной ход f_oF2 , в Якутске и Жиганске одинаковы. Различия в спектрах начинаются с периодов ниже 250 минут, т.е. в диапазоне спектра ПИВ. Спектр ПИВ в Якутске смещен в более длинно-периодную часть относительно спектра в Жиганске. Для числового сравнения положения спектров на оси частот определялась середина спектра ПИВ, вычисляемая как среднеарифметическое от значений периодов значимых пиков спектра. Для Якутска середина спектра равна 120 мин, а для Жиганска 96 мин. Спектры в области волн ПИВ подобны, но по данным спектр Жиганска сдвинут в сторону низких частот.

Теперь рассмотрим спектры, полученные по вариациям критической частоты foF2 и вариациям высоты h'F, за конкретный день 22 января 2012 г. Вариации этих ионосферных параметров и полученные спектры приведены на Рис.2.19. Здесь также показаны предельные частоты и нижние высоты следов отражений от ПИВ.

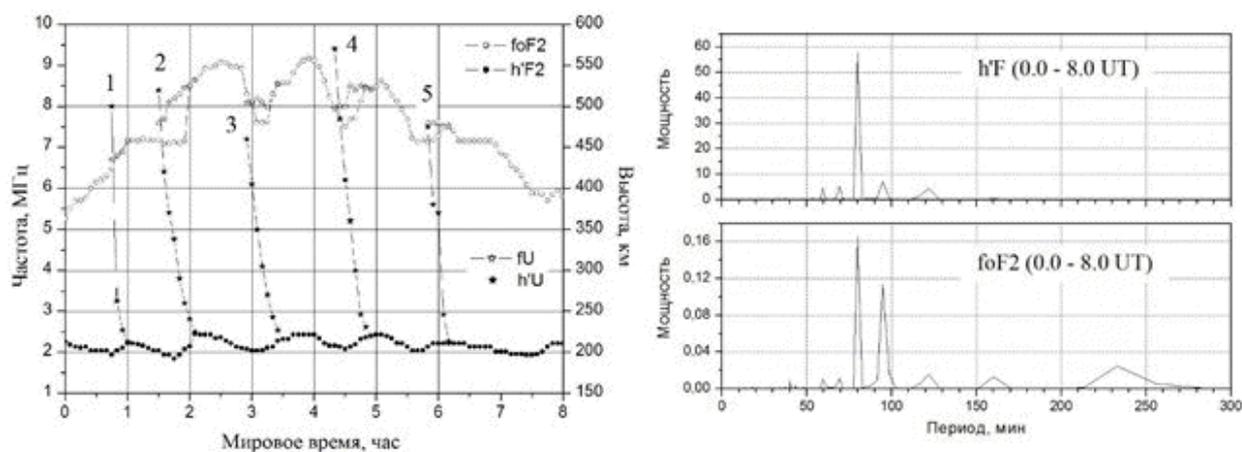


Рис.2.19. Вариации параметров ионосферы и спектры мощности за 22 января 2012 г.

Видно, что значимые пики спектров от вариаций foF2 и h'F, за анализируемый интервал времени, совпадают. Этот факт говорит о том, что вариации ионосферы на высотах максимума и нижнего края F2-слоя вызваны одним и тем же волновым колебанием со средним периодом 88 мин. На Рис.2.20 показаны усредненные пики спектров мощности за отдельные дни, когда наблюдались длинные интервалы времени регистраций U-следов. SKp означает сумму Kp-индексов за интервал. Из рисунка видно, что с увеличением геомагнитных возмущений увеличивается и период колебаний в ионосфере.

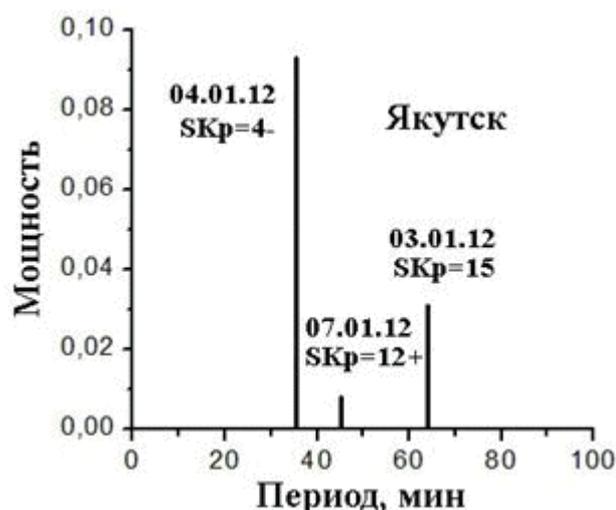


Рис.2.20. Спектры ПИВ при разных уровнях геомагнитной возмущенности.

Таким образом, исследование ионосферных признаков перемещающихся ионосферных возмущений по данным станций в северо-восточной части России показало, что

- количество регистраций признаков ПИВ в 2011 году значительно превышает те же показатели в 2005 году. Это, по-видимому, объясняется тем, что год 2011-й был более спокойным относительно 2005 г. - среднемесячный индекс геомагнитной активности K_p в 2011 году составлял 11.9, тогда как этот и индекс в 2005 г. был 17.2;

- U-следы в основном регистрируются во время спокойных интервалов геомагнитной активности – около 85% приходится на уровни $K_p \leq 3$; местное время регистрации признаков ПИВ приходится в большинстве случаев на интервал времени с 9 до 15 часов MLT - около 67%;

- средние фазовые скорости ПИВ около 200 м/с, периоды от 50 до 100 мин, а горизонтальные размеры 300-400 км;

- показано, что среднее запаздывание фаз колебаний между высотой максимума слоя F и его нижней границей составляет примерно 30 мин;

- доплеровский сдвиг ионизации в F-слое может использоваться как дополнительный признак регистрации ПИВ над станцией наблюдения;

– с увеличением планетарного индекса Кр спектр дневных перемещающихся ионосферных возмущений по критической частоте смещается в сторону больших периодов.

2.5. Анализ нарушений КВ связи на радиопроцтрах Якутского радиоцентра (субавроральные радиопроцтра)

Исследования субавроральной и авроральной ионосферы, проведенные наземными и спутниковыми средствами, позволяют установить основные характеристики широтного распределения электронной концентрации и его динамики в зависимости от геомагнитной активности. Использование измерений на Якутской меридиональной сети станций вертикального и возвратно-наклонного зондирования ионосферы (Якутск – Жиганск - Тикси) позволяет оперативно контролировать основные параметры главного ионосферного провала и положение его полярной кромки в интервале инвариантных широт $\Lambda = 56-70^\circ$ и определять диапазон рабочих частот КВ радиопроцтров.

В этой подглаве приводится исследование пространственно-временной динамики полярной кромки главного ионосферного провала (ГИП) в неосвещенное время суток и работы КВ радиопроцтров в условиях различной магнито-ионосферной возмущенности и выработка рекомендаций по улучшению работы КВ радиосредств при наличии оперативной информации с меридиональной цепочки ионосферных станций [Степанов и др., 2002].

Экспериментальный материал (за 1984-1988 гг.) представлял собой данные о геофизической обстановке, полученные на Якутской меридиональной цепочке станций и суточные эксплуатационные сводки, в которых документируются режимы работы телефонных линий КВ-радиосвязи Якутского радиоцентра (ЯРЦ). В эксплуатационных сводках записываются рабочие частоты Якутска и корреспондентов, время исправной работы, периоды организации радиосвязи (перехода на другие частоты) и непрохождения радиоволн, а также оценка оператором качества сигнала (разного рода помехи, плохая слышимость, падение уровня сигнала и т.п.). Совместное исследование режимов работы радиопроцтров и данных

геофизической обстановки по трассам позволило провести анализ нарушений радиосвязи за счет среды распространения. В таблице 4 приведены длины радиолиний, геомагнитные координаты средних точек и отличие их широт от геомагнитной широты Жиганска ($\Phi_{ж} = 55.5^\circ$), где находится комплексная геофизическая станция. По данным станции Жиганска проводился анализ среды в области отражения и расчет максимальных применимых частот (МПЧ). Дополнительно привлекались данные измерительных комплексов Якутска и Тикси.

Таблица 4.

Характеристики анализируемых радиолиний

№	Радиолинии	Длина радиолинии (км)	Геомагнитные координаты средних точек (град)		$\Delta\Phi = \Phi_{ж} - \Phi_i$, (град)
			λ_i	Φ_i	
1.	Якутск-Саскылах	1287	188.2	55.7	-0,2
2.	Якутск-Депутатский	941	197.5	54.9	0,6
3.	Якутск-Оленек	1083	187.9	93.9	1,6
4.	Якутск-Батагай	662	195.9	54.0	1,5
5.	Якутск-Хонуу	817	199.2	53.6	1,9
6.	Якутск-Зырянка	1093	201.9	53.6	1,9

Все трассы оборудованы стандартными КВ-передатчиками и типовыми приемниками Р-250. Передающие пункты всех радиолиний оборудованы антеннами типа РГД, а приемные - антеннами типа бегущей волны с широкой диаграммой направленности. Основной особенностью области расположения радиолиний является то, что северные концы радиолиний подходят к авроральному овалу. В ночное время зимних месяцев радиотрассы входят под

главный ионосферный провал и могут испытывать влияние полярной стенки ГИП, которая характеризуется резким повышением электронной концентрации. Полярная стенка ГИП формируется высыпанием низкоэнергичных (0.2 - 2 кэВ) электронов из магнитосферы в ионосферу [Халипов и др., 1977]. Перечисленные факторы существенно влияют на распространение радиоволн на субавроральных радиопутьях.

Статистический анализ вероятностей нарушения радиосвязи был проведен по данным за 1985 г., для каждого месяца были построены соответствующие суточные распределения суммарной вероятности нарушений (отказов) связи. Учитывались отказы радиосвязи только за счет среды распространения, а технические причины исключались из рассмотрения.

На Рис.2.21 проведено сопоставление полученной таким образом вероятности отказов за январь 1985 г. (снизу) и пространственно-временного распределения электронной концентрации (N_{max}) в области широт главного ионосферного провала [Зикрач и Мамруков, 1978]. Заштрихованной областью на Рис.2.21 отмечена локализация главного ионосферного провала, а горизонтальными линиями показана область расположения радиотрасс. Видно, что оба распределения показывают довольно хорошее совпадение: с расширением области ГИП увеличивается процент отказов на радиопутьях ЯРЦ или максимальный процент отказов радиосвязи наблюдается в часы, когда область расположения радиопутьей оказывается под самой низкой электронной концентрацией. С 00.00 до 08.00 LT ввиду малой "нагрузки" на радиопутьи данные о непрохождении недостоверны, что обозначено на Рис.2.21 буквой "С".

Наименьшее количество отказов радиосвязи (не более 4-5%) приходится на летние месяцы. Такой сезонный характер нарушений радиосвязи объясняется особенностями суточного распределения электронной концентрации основного отражающего слоя ионосферы F2. Естественно, особое внимание уделялось зимним месяцам, где вероятность отказов

радиосвязи максимальна. Для этих месяцев по ионограммам ВЗ ст. Жиганск и Якутск были рас считаны стандартные часовые (в случае необходимости 15-минутные) МПЧ-3000 на каждый день. На графики МПЧ-3000 наносились режимы работы в величинах эквивалентных частот.

Часть графиков, полученных таким образом, объясняется простыми траекториями распространения радиоволн [Калинин и Черенкова, 1971] в дневное время (когда ионосфера невозмущенна и траектории радиоволн подобны траекториям в среднеширотных областях), т.е. работа идет внутри диапазона максимальных применимых частот, когда $foF2 < \text{МПЧ}$, и прекращается при $foF2 > \text{МПЧ}$ [Клименко и др., 2015]. Работа радиолиний за декабрь 1984 г. - январь 1985 г. в $\sim 30\%$ случаев объясняется простыми траекториями. При этом однозначного соответствия с геомагнитной возмущенностью не обнаруживается. На долю оставшихся 70% приходится распространение по несимметричным траекториям - многомодовые, за счет рассеяния, с отклонением траектории от дуги большого круга и т.п. Для краткости обозначим такое распространение "сложным".

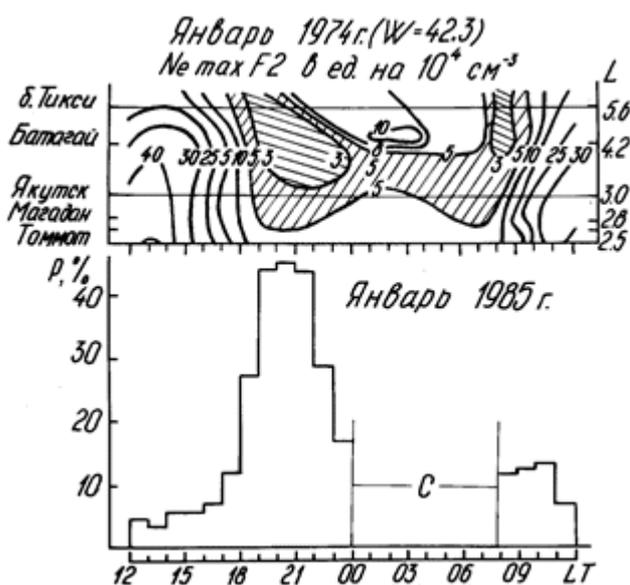


Рис.2.21. Суточное распределение суммарной вероятности нарушения радиосвязи на радиолиниях ЯРЦ и пространственно-временное распределение

электронной концентрации $N_{\text{max}F2}$ в области широт главного ионосферного провала.

Распространение по простым траекториям наблюдалось, в большинстве случаев, в дневное время на всех радиопереходах ЯРЦ. "Сложное" распространение наблюдается в вечернее и ночное время, когда восстановление радиосвязи обусловлено появлением спорадической ионизации в слое F2 (F2s) или так называемой полярной стенке ГИП. Кроме того, при "сложном" распространении также надо учитывать и отражения радиоволн КВ диапазона от спорадического слоя типа E_s.

На Рис.2.22 из [Евлашина и Мингалев, 1986] показаны расчеты траекторий для радиоволн, которые отражаются от полярной стенки ГИП, расположенной к северу от приемной станции, и которые наиболее характерны для многих "сложных" распространений волн КВ диапазона.

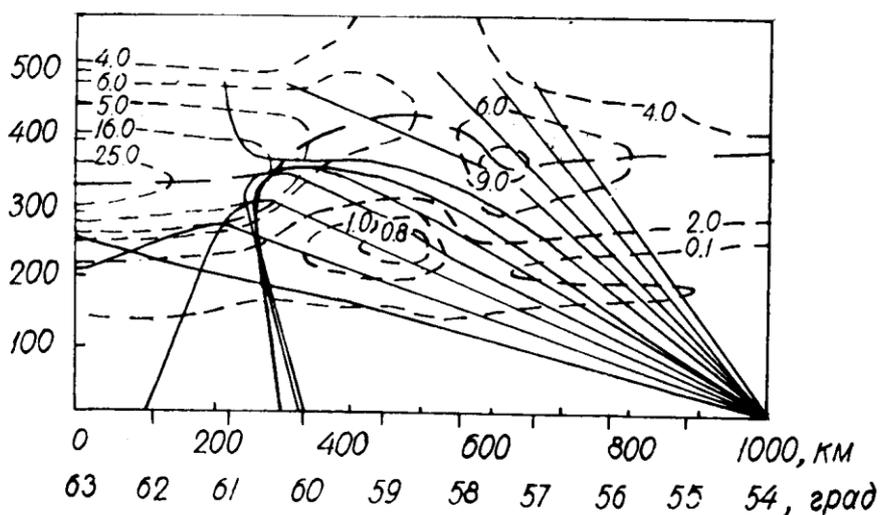


Рис.2.22. Траектории коротких радиоволн, возникающие при распространении в провале ионизации в направлении юг-север [Евлашина и Мингалев, 1986].

Теперь рассмотрим более подробно работу одной конкретной радиоперехода, отмечая, что картина на других линиях близка к рассматриваемой

радиолинии. На Рис.2.23 приведены режимы работы радиолинии Якутск-Саскылах за 12-13 декабря 1984 г. Непрохождение радиоволн в утренние часы 12 декабря (Рис. 2.23, а) объясняется как превышением рабочих частот над МПЧ, так и развившимся с 10.00 до 13.30 LT поглощением в нижней ионосфере, о чем свидетельствуют повышенные значения минимальных отражающихся частот (f_{min}) на ст. ВЗ Жиганск (отмечено "част.В" на Рис. 2.23, а). Кроме того, по риометрическим измерениям в Тикси видно наличие бухты поглощения с 13.45 до 14.30 LT (отмечено "R_{TH}" на Рис. 2.23, а). Вследствие повышенного поглощения на высотах слоя D, радиосвязь не может осуществляться даже при выполнении условия $f_{раб} < МПЧ$, как это было с 12.30 до 13.30 LT.

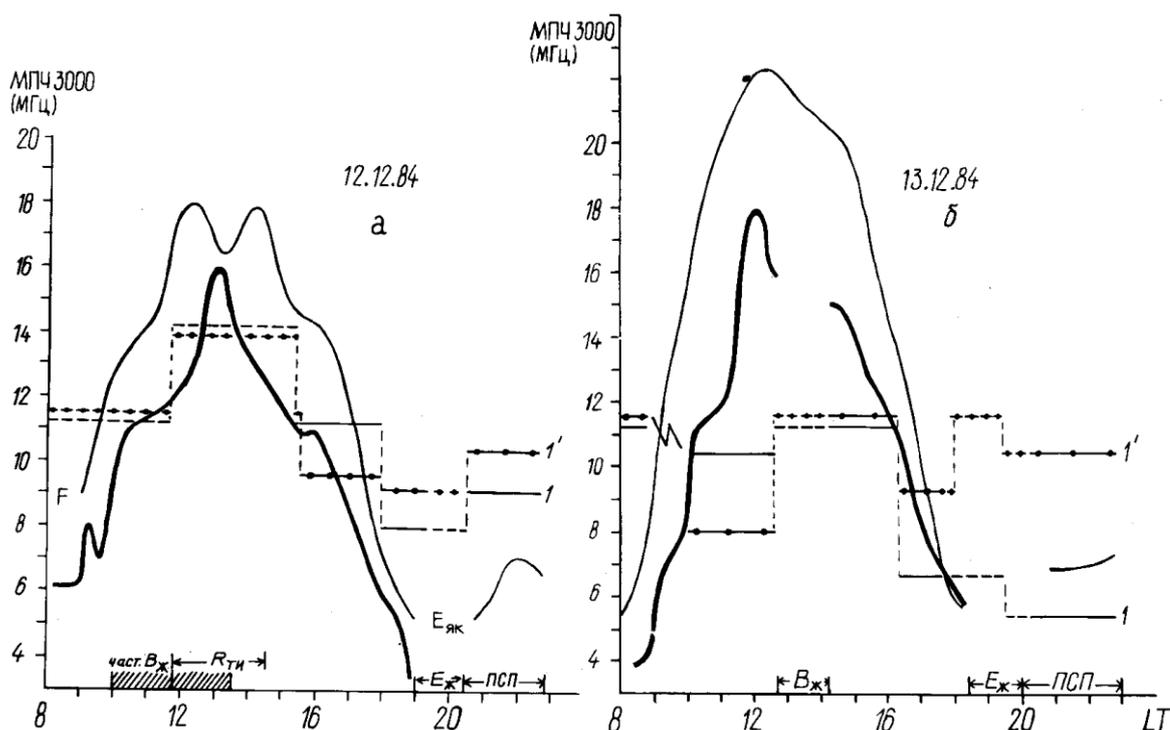


Рис. 2.23. Графическое представление работы радиолинии Якутск-Саскылах за 12 и 13 декабря 1984 г. 1' - частота Саскылаха; 1 - частота Якутска; Жирная линия - МПЧ по ст. Жиганск; тонкая линия - МПЧ по ст. Якутск.

Наличие связи с 15.30 до 19.00 LT свидетельствует о "сложном"

распространении радиоволн. Факт наличия связи в это время не объясняется с точки зрения стандартной МПЧ, соответствующей отражению в средней точке радиолинии. По-видимому, связь осуществлялась по несимметричной траектории с отражением от области, расположенной ближе к Якутску (где f_oF_2 больше, чем над Жиганском), либо за счет E_s -слоев, не попавших в поле зрения ионозонда. Необходимо отметить, что второе объяснение (связь за счет E_s , не видимых на ионограммах ВЗ) приходится привлекать довольно часто, т.к. регулярные слои с их f_oF_2 не могут объяснить устойчивое прохождение на высоких частотах, которое нередко наблюдается. В вечерние часы 12 декабря 1984 г., связь прекращается при вхождении радиолинии под ГИП (на Рис.2.23, а - "Еж" и "Еяк") и возобновляется при появлении полярной стенки, которая видна на ионограммах возвратно-наклонного зондирования ионосферы в Жиганске.

Приблизительно такая же ситуация 13 декабря 1984 г., только здесь "необъяснимый" по ионограммам ВЗ участок работы приходится на утро. Днем нарушение связи коррелирует с условием "В" (отмечено на Рис. 2.23, б - "Вж") по ст. Жиганск. Условие "В" - это такое повышение поглощения в нижней ионосфере, когда излученный импульс ионозонда вообще не может вернуться обратно в ионозонд и на ионограмме отсутствует любые следы радиоотражений. По аналогии с вертикальным зондированием принято говорить об условии "Е" или "В", когда сигнал на КВ трассе пропадает по тем же причинам, что и следы отражений на ионограмме ВЗ. Ход событий вечером 13 декабря 1984 г. аналогичен предыдущему дню.

Работа КВ радиотрасс в спокойные дни определяется, главным образом, наличием главного ионосферного провала как регулярного крупномасштабного ионосферного образования. Ионосферная ситуация анализируемых спокойных дней января 1985 г. во многом похожа. В вечерние, ночные и утренние часы на ионограммах ВЗ Жиганска регистрируется отсутствие отражений, или "Е"-условие, из-за нахождения Жиганска под главным ионосферным провалом. Для распространения по простым

траекториям (с отражением в средней точке) это означает, что радиоволна КВ диапазона ($f_{\text{раб}} > 3$ МГц) не встретит на своем пути "зеркала" достаточной концентрации и уйдет в космическое пространство. Однако, при анализе работы радиолиний, средние точки которых вплотную примыкают к Жиганску, было получено, что около 30% времени работа идет при наличии "Е"-условия в Жиганске. С целью дальнейшего изучения этого эффекта была проанализирована работа радиолиний за зимние периоды 85-87 гг. Оказалось, что в особо спокойные в магнитном отношении дни, связи идут устойчиво несмотря на наличие "Е"-условия в Жиганске. При появлении же небольшого возмущения нарушение радиосвязи выполняется строго, с точностью до 5 мин.

По всей вероятности, в особо спокойные дни связи идут за счет бокового распространения, с отклонением от дуги большого круга и рассеянием на ионосферных неоднородностях. На наличие устойчивого эффекта появления боковых сигналов указывается в [Hunsucker and Bates, 1969; Наклонное..., 1983], причем до разным оценкам вероятность бокового распространения колеблется от 50 до 80%, амплитуда бокового сигнала приблизительно равна амплитуде нормального, т.е. распространяющегося по дуге большого круга.

При этом $f_{\text{раб}}$ за счет бокового распространения может превышать F_2 МПЧ в 2.5 - 7.5 раз. По нашим оценкам, до 25% дней в зимние периоды 1985-87 гг. характеризуется наличием трех совпадающих условий:

- особо спокойный уровень геомагнитной активности;
- наличие "Е"-условия в Жиганске;
- бесперебойной работой радиосредств по всем направлениям. Связь настолько устойчивая, что даже не производится переход по расписанию с дневных частот на ночные.

Подчеркнем, что это имеет место для особо спокойных мировых дней. При этом полярная стенка провала по данным ст. Тикси находится на расстоянии 500-700 км к северу от Тикси и вряд ли может служить для объяснения столь устойчивого распространения в эти дни. При анализе публикаций по токовому распространению мы нигде не встретили сведений о практической проверке этого механизма на действующих линиях

связи.

Нам представляется необходимым особо подчеркнуть значение выявленного эффекта для практики радиосвязи. Так, например, в работе [Благовещенский и Жеребцов, 1987] хотя и указывается, что ф_оF₂ за счет рассеяния может превышать и МПЧ до трех раз в спокойных условиях неосвещенной ионосферы зимой и в равноденствие, но практических выводов из этого факта не следует. Наоборот, авторы считают, что зимние условия в годы, близкие к минимуму солнечной активности, являются наиболее тяжелыми с точки зрения осуществления радиосвязи. Практика же свидетельствует, что эти условия оказываются намного лучше, чем можно было ожидать для мод распространения сигнала в области провала ионизации. Обнаруженное явление требует более детальной проработки с постановкой эксперимента по измерению групповых задержек, углов прихода и уровня поля КВ радиосигналов.

Таким образом, по анализу работы шести радиолиний Якутского радиоцентра за 1984-1988 гг. показано, что на субавроральных радиолиниях нарушения радиосвязи наблюдаются в неосвещенное время суток в умеренно-возмущенные зимние и равноденственные периоды, когда радиолинии входят под область главного ионосферного провала - ионизация мала для обеспечения отражения радиоволн КВ-диапазона. При этом восстановление радиосвязи возможна на высоких (дневных) частотах при появлении полярной стенки ГИП. Наличие оперативной информации о положении полярной стенки несомненно повысит оперативность подбора частот и организации связи.

Обнаружено, что в особо спокойные периоды зимы и равноденствия в неосвещенной ионосфере ("E"-условия или $f_oF_2 \approx 1.0$ МГц) работа радиолиний осуществляется без нарушений на частотах 6.0-10.0 МГц, т.е. в несколько раз превышающих максимально применимые частоты слоя F. Возможным механизмом в этом случае является боковое распространение радиоволн.

Анализ геомагнитных бурь показал, что нарушения радиосвязи на

субполярных радиоперелиниях начинаются на главной фазе и продолжаются на фазе восстановления. Число дней, охваченных непрохождением, зависит от общего уровня магнитной активности. При равных значениях уровня возмущенности продолжительные нарушения радиосвязи наблюдались в тех бурях, которые характеризуются более высокими значениями Кр индекса.

Мировая магнитная буря, которая развивается на возмущенном фоне, приводит в первый же день к максимальному количеству отказов на субавроральных линиях. В больших бурях, развивающихся на спокойном фоне, максимум отказов приходится на второй день после начала бури.

Глава 3. Проявления поляризационного джета (быстрых дрейфов ионосферной плазмы) по наземным данным

3.1. Поляризационный джет: краткий экскурс в историю, характеристики и параметры, терминология

Узкие струи очень быстрых ионных дрейфов к западу вблизи проекции плазмопаузы на высотах верхней области F впервые были зарегистрированы с советского спутника «Космос-184» [Гальперин и др., 1973а, б; Galperin et al., 1974]. Спутник был запущен 25 октября 1967 г. с круговой орбитой, высота которой составляла ~630 км, а угол наклонения к экватору $I = 81.2^\circ$. В этих работах явление быстрых ионных дрейфов было названо авторами «поляризационным джетом» (ПД).

Во время магнитной бури 3 ноября 1967 г. (Рис.3.1) на экваториальной границе расширившейся и усилившейся полосы дрейфа к востоку вдоль аврорального овала (отождествляемой с зоной отрицательного электроджета) на инвариантной широте $\Lambda_o \sim 60^\circ$ в околополуденном секторе MLT во время вспышки суббури была зарегистрирована узкая (шириной порядка 100 км) и интенсивная полоса дрейфа ионов к западу со скоростью больше 1.9 км/с. Такая величина скорости дрейфа в этой полосе соответствует, по формуле

$$E_{\perp} = - 10^2 v_{\perp} \times H, \quad (2.3)$$

меридиональной северной компоненте электрического поля $E_{\perp} \sim 85$ В/км (при $|H| = 0.45$ Гс). Через 40 минут спутник почти на той же инвариантной широте, но в вечернем секторе (~ 21.00 MLT) пересёк аналогичную узкую струю дрейфа к западу, также располагавшуюся на экваториальной границе широкой полосы западного дрейфа в субавроральной зоне.

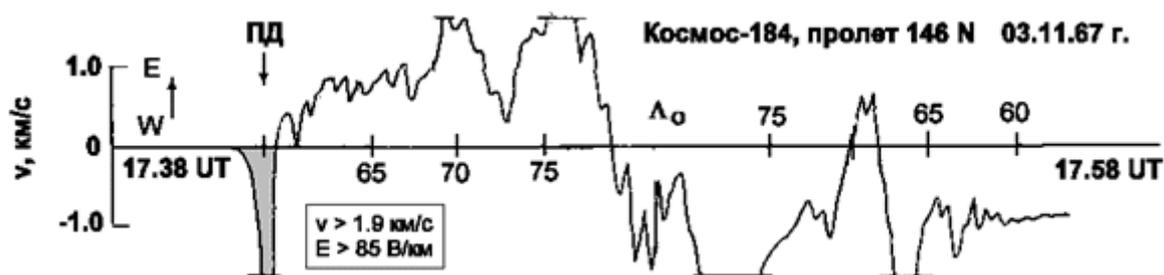


Рис.3.1. Случай регистрации поляризационного джета (выделен серым цветом) по данным спутника «Космос-184». Короткими прямыми линиями показано ограничение шкалы прибора на уровне $v = \pm 1.6$ км/с.

По данным спутника «Космос-184» в ночном секторе неоднократно наблюдались аналогичные, но менее интенсивные полосы западного дрейфа ионов вблизи границы конвекции и полярной стенки ГИП [Гальперин и др., 1973а, б; Galperin et al., 1974].

В 1979 г. вышла работа исследователей в составе R.W. Spiro, R.A. Heelis и W.B. Hanson из Центра космических наук университета Техаса, где по данным спутника «Atmosphere Explorer C» также наблюдались узкие и быстрые движения плазмы на субавроральных широтах [Spiro et al., 1979]. В той работе это явление было названо «субавроральным ионным дрейфом» - SAID (Subauroral Ion Drifts). Термины «поляризационный джет» и «SAID» до сих пор являются самыми распространенными для обозначений узких и быстрых потоков ионосферной плазмы, направленных к западу, и встречающихся на субавроральных широтах.

Ввиду условий замагниченности плазмы такая узкая полоса быстрого западного дрейфа на высотах области F ионосферы была отождествлена с развитием направленного к полюсу локального электрического поля на экваториальной границе зоны крупномасштабной конвекции, которое регистрируется спутниками в том же пространственно-временном интервале [Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979; Maynard et al., 1980]. Скорость плазмы в полосе быстрого субаврорального ионного дрейфа может

достигать на этих высотах максимальных значений - нескольких километров в секунду, т. е. сверхзвуковых (скорость ионного звука), что соответствует электрическому полю до долей вольта на метр.

Изучению поляризационного джета и SAID посвящено достаточно много работ. Он исследовался по спутниковым измерениям электрических полей в ионосфере и магнитосфере [см. нп., Maynard, 1978; Maynard et al., 1980; Rich et al., 1980; Mikkelsen et al., 1981; Maynard et al., 1983; Isaev et al., 1987; Karlsson et al., 1998; He et al., 2014], измерениям дрейфа ионов в ионосфере [см. нп., Galperin et al., 1974; Spiro et al., 1978; Spiro et al., 1979; Bourdillon et al., 1982; Гальперин и др., 1973а, б], по наземным радарным измерениям [см. нп., Rich et al., 1980; Unwin and Cummack, 1980; Mikkelsen et al., 1981; Bourdillon et al., 1982; Holt et al., 1984; Bourdillon, 1986; Providakes et al., 1989], ионограммам вертикального и возвратно-наклонного зондирования ионосферы [см. нп., Филиппов и др., 1985; Филиппов и др., 1989; Гальперин и др., 1990]. В ряде работ это явление ассоциировали со среднеширотным провалом ионизации F-области [см. нп., Spiro et al., 1978; Isaev et al., 1987; Жеребцов и др., 1988; Providakes et al., 1989; Anderson et al., 1991; Karlsson et al., 1998], с ионосферной проекцией плазмопаузы [см. нп., Smiddy et al., 1977; Rich et al., 1980], разрывом Харанга [см. нп., Maynard, 1978; Халипов и др., 2001].

Статистические исследования ПД показывают [Smiddy et al., 1977; Решетников и др., 1987; Karlsson et al., 1998; He et al., 2016], что обычно он имеет широтную протяженность 100-200 км или $1 \div 2$ градуса по широте, наблюдается преимущественно в предполуночном секторе (19.00–24.00) MLT и на инвариантных широтах $55 - 65^\circ$; максимальная скорость дрейфа плазмы в полосе поляризационного джета может достигать 4-5 км/с. Поляризационный джет всегда наблюдается экваториальнее границы высыпания авроральных электронов и с увеличением геомагнитной активности смещается на более низкие широты [Решетников и др., 1987; Гальперин и др., 1990; Филиппов, 1996]. Отмечена связь ПД с суббуревой активностью [Spiro et al., 1981; Anderson et al., 1991; Anderson et al., 1993;

Karlsson et al., 1998] и со слабыми красными дугами [Afonin et al., 2000; Халипов и др., 2000; Иевенко и др., 2001; Khalipov et al., 2004; Ievenko et al., 2009].

Формирование и существование ПД приводит к целому ряду резких структурных изменений в ионосфере, таких как изменения состава ионосферы [Anderson et al., 1991], появление плазменных неоднородностей и формирование глубокого провала на высоте F-слоя ионосферы [Spiro et al., 1979; Providakes et al., 1989; Karlsson et al., 1998], широтно-ограниченные термосферные ветры [Anderson et al., 1991], очень быстрые продольные вертикальные потоки [Rich et al., 1980; Anderson et al., 1991; Anderson et al., 1993; Степанов и др., 2017], плазмосферные провалы внутри и вне плазмопаузы [Ober et al., 1997; He et al., 2012], плазмосферное короткое замыкание суббуревых инжекций [Mishin and Puhl-Quinn, 2007] и т.п. Все это оказывает влияние на условия распространения радиоволн и отражает изменение космической погоды [Баишев и др., 2017].

Следует отметить, что в литературе для описания поляризационного джета используются и другие термины, например, SAIF («strong subauroral ion flow» – сильный субавроральный ионный поток) [Bourdillon et al., 1982]; SAEF («subauroral electric field» – субавроральное электрическое поле) [Karlsson et al., 1998]; AWFC – («auroral westward flow channel» – авроральный западный канал потока) [Parkinson et al., 2003]; DS – «drift spike» [Unwin and Cummack, 1980]; SARAS («substorm-associated radar auroral surges») [Freeman et al., 1992]; WID - («westward ion drifts» - западные ионные дрейфы) или PEF («strong poleward electric field» - сильные электрические поля северного направления) [He et al., 2016]; и др. Авторы [Foster and Burke, 2002] ввели термин SAPS («subauroral polarization stream» – субавроральный поляризационный поток), который объединяет все явления субавроральных дрейфов ионов к западу (как узких по широте, так и более широких) и связанных с ними электрических полей.

Диссертант и его коллеги придерживаются термина «поляризационный джет» как наиболее полно отражающего наземные наблюдения узких и быстрых западных дрейфов ионосферной плазмы, и узких провалов ионизации в F-области. Считаем, что термин «поляризационный джет» адекватно отражает описываемый физический процесс и должен быть закреплен за автором этого открытия проф. Гальпериным Ю.И.

3.2. Определение «автографа» поляризационного джета на наземных ионограммах ВЗ

Резкая граница интенсивной конвекции и особенно полоса поляризационного джета, обусловленные интенсивными электрическими полями северного направления, могут оказывать значительное влияние на структуру и формирование субавроральной ионосферы [Гальперин и др., 1973а, б; Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979]. С целью выяснения ионосферных эффектов поляризационного джета в [Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987] были исследованы характеристики ионосферы области F по данным наземных станций ВЗ и ВНЗ Якутской меридиональной цепочки, когда траектории пролетов спутников были близки к долготе станций наблюдения. На Рис.3.2 приведены результаты сопоставления одновременных измерений скорости дрейфа ионов в верхней ионосфере на спутнике «Космос-184» 3 ноября 1967 г. [Гальперин и др., 1973а, б] и параметров ионосферы на станциях ВЗ Тикси и Якутска, позволившие определить «тестовые» ситуации, т. е. выбрать ионограммы конкретного вида, характерные для развития поляризационного джета над станцией. На витке 145 N спутник «Космос-184» [Гальперин и др., 1973а, б] прошел очень близко от станции Тикси и на следующем витке (146 N), когда на широтах $\Lambda_0 = 59.5 - 60.5^\circ$ наблюдался поляризационный джет, спутник проходил в пределах ~ 1 ч по MLT от меридиана наземных станций ВЗ. Последовательность ионограмм на Рис.3.2 по данным станции в Тикси характеризует ситуацию, соответствующую расположению станции ВЗ под полярной кромкой провала [Халипов и др., 1977], а по данным станции в Якутске - ситуацию, характерную для развития поляризационного джета над станцией наблюдения. В 17.00 UT (02.00 LT) на фоне спокойной ионосферы в области дна главного ионосферного провала начинает регистрироваться дополнительный след с меньшей критической частотой. Отметим, что измерения концентрации электронов на высоте пролета спутника показывают небольшой минимум в

широтном распределении N_e , хотя по наземным данным в области высот максимума области F фиксируется более глубокий и узкий провал ионизации.

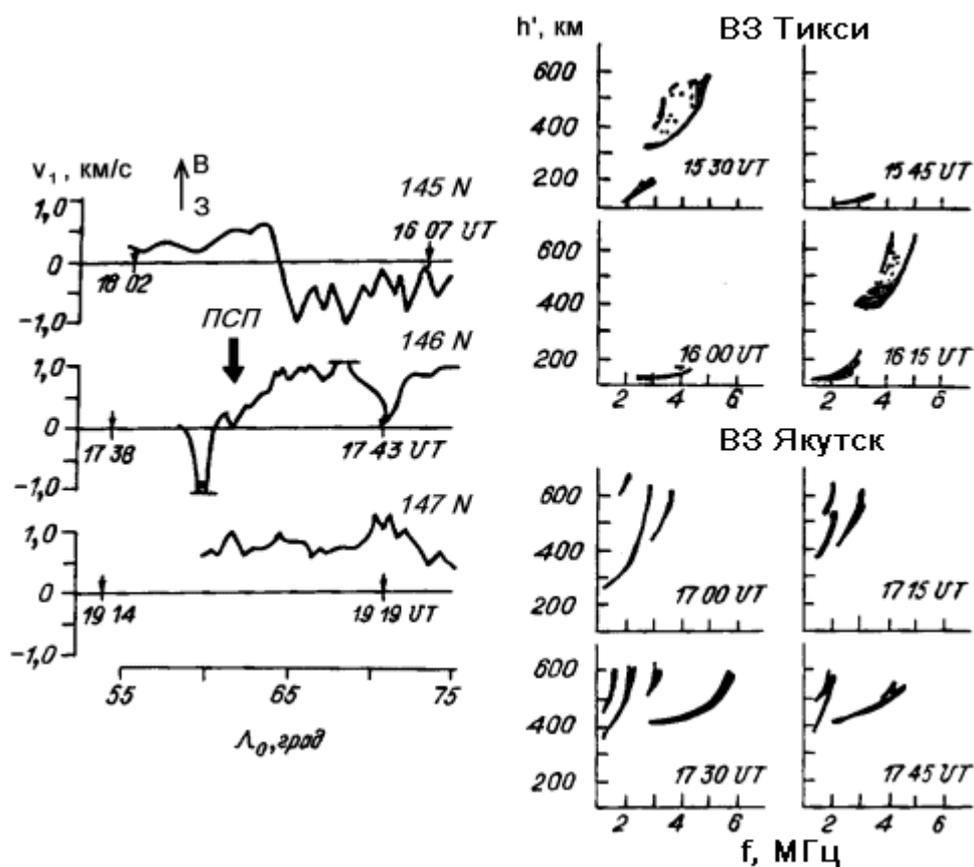


Рис.3.2. Результаты одновременных измерений скорости дрейфа ионов в области F со спутника «Космос-184» и параметров ионосферы со станций ВЗ в Тикси и Якутске. Жирная стрелка указывает положение полярной стенки провала, определенное по данным наземных станций (16.00 UT соответствует 01.00 MLT).

Действительно, следует ожидать, что развитие поляризационного джета приведет к быстрому формированию узкого провала ионизации в области максимума F и ниже его (предварительные оценки дают характерное время ~ 15—30 мин [Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987; Galperin et al., 1987]), который в условиях медленной рекомбинации на высотах области F будет сохраняться достаточно долго как «память» от даже

кратковременного действия поляризационного джета. Такие следы отражений в работе [Филиппов и др., 1984] были определены как F3s-отражения, указывающие на появление одновременно двух различных профилей плотности плазмы вблизи зенита станции - обычного и резко разреженного на большей дальности. Очевидно, имеются две возможности интерпретации таких ионограмм: наличие или узкого глубокого минимума концентрации, или резкой стенки ионизации с перепадом ее на порядок или более по концентрации. Очевидно, возможны оба типа профилей и одновременные измерения на широтной цепочке станций позволяют различить их. В 17.30 UT на ионограмме наблюдаются отражения от нескольких структур субавроральной ионосферы: F3s-отражение, отождествляемое как ионосферный признак поляризационного джета, наклонные F2s- отражения, надежно идентифицируемые как отражения от полярной стенки ГИП, и, наконец, отражения от фонового слоя ионизации. В это же время возрастает диффузность следов на ионограмме, а критическая частота фонового слоя заметно уменьшается.

Еще более характерные данные при развитии поляризационного джета над станцией наблюдения были получены по измерениям 14 марта 1974 г., когда спутник АЕ-С [Spiro et al., 1979] пролетал вблизи меридиана Якутской цепочки ионосферных станций и зарегистрировал узкую полосу быстрого дрейфа к западу, расположенную на широте $\Lambda_0 \sim 62,5^\circ$ [Сивцева и др., 1983]. Из последовательности ионограмм ВЗ станции в Тикси (Рис.3.3) видно, что в 10 00 UT (за ~ 1.5 ч до момента пролета спутника) регистрируется F3s-отражение, которое существует до 10.45 UT включительно. Следы от фонового слоя F2 в момент появления F3s показывают сильную диффузность отражающей области и содержат черты, характерные для развития известного явления «лакуны F» - отсутствия отражений на определенных частотах. Наиболее четко лакуна F выражена на ионограмме в 11.15 UT - хорошо видно отсутствие отражений от области F в диапазоне частот 3 - 4 МГц, в то время как отражения на этих частотах от области E наблюдаются.

Ионосферные данные также указывают на резкое уменьшение критической частоты фонового слоя после регистрации F3s-отражения - ионосферного признака поляризационного джета. Следует отметить, что измерение скорости быстрого западного дрейфа ионов со спутника АЕ-С [Spiro et al., 1979] было проведено восточнее на ~1.5 ч по MLT.

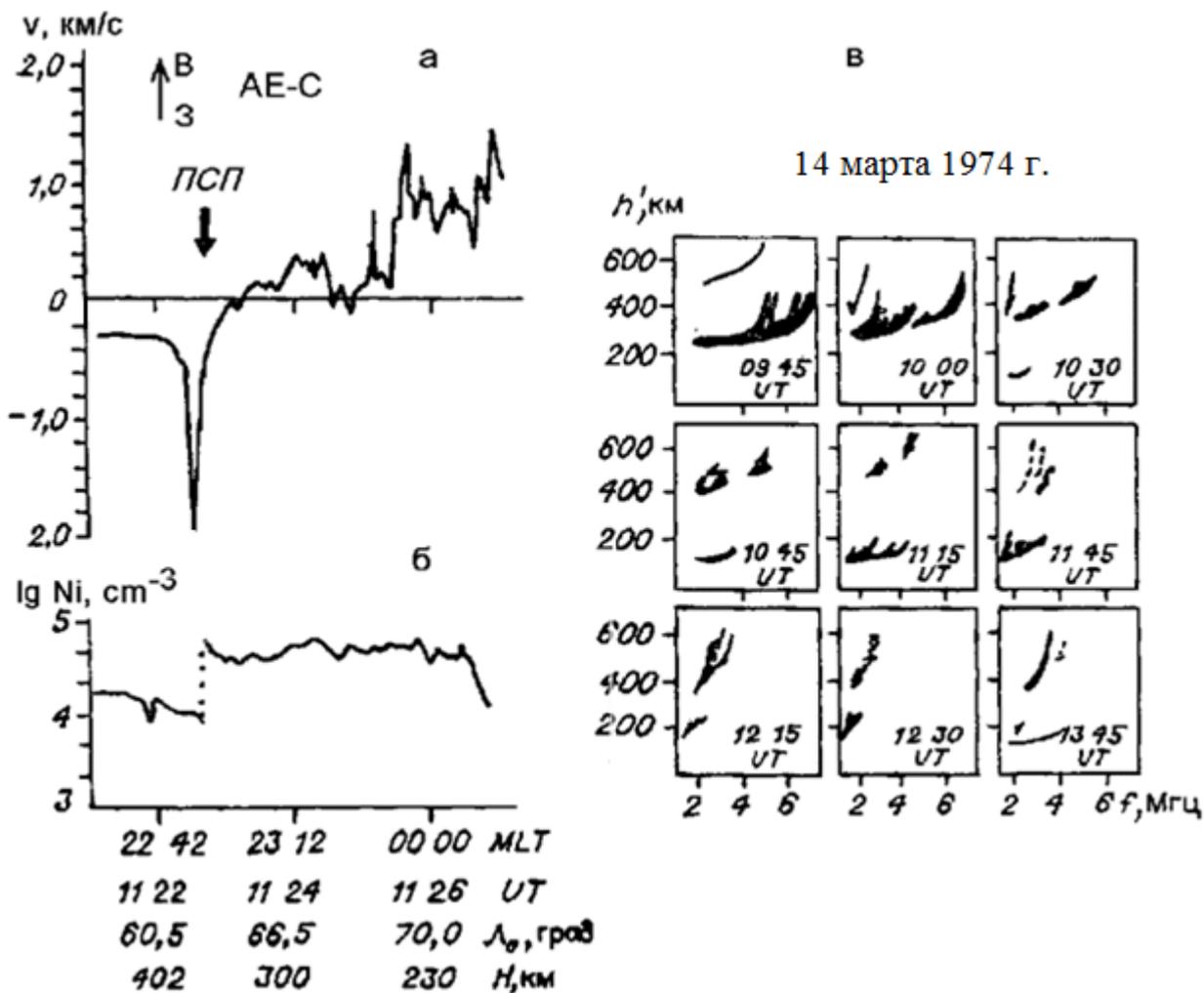


Рис.3.3. Результаты одновременных измерений скорости дрейфа ионов (а), концентрации ионов (б) со спутника АЕ-С и параметров ионосферы (в) со станции ВЗ в Тикси. Жирная стрелка - положение полярной стенки провала по данным станции в Тикси. Тонкая стрелка на магнитограмме (г) указывает момент пролета спутника вблизи меридиана наземной станции наблюдения.

На Рис.3.4, в качестве примера, приведена ионограмма ВЗ ст. Якутск, полученная дигизондом DPS-4, в момент формирования поляризационного джета над станцией 21 ноября 2002 г. в 16.45 местного времени. На ионограмме видны следы отражений от регулярного слоя F2 и спорадический след F3s от поляризационного джета.

Таким образом, прямыми сопоставлениями спутниковых и наземных измерений показано, что на ионограммах ВЗ ионосферным признаком (или «автографом») развития поляризационного джета над станцией наблюдения является дополнительный характерный след отражения - F3s-отражение, критическая частота которой всегда ниже критической частоты регулярного F-слоя, а виртуальная высота выше минимальной высоты слоя F.

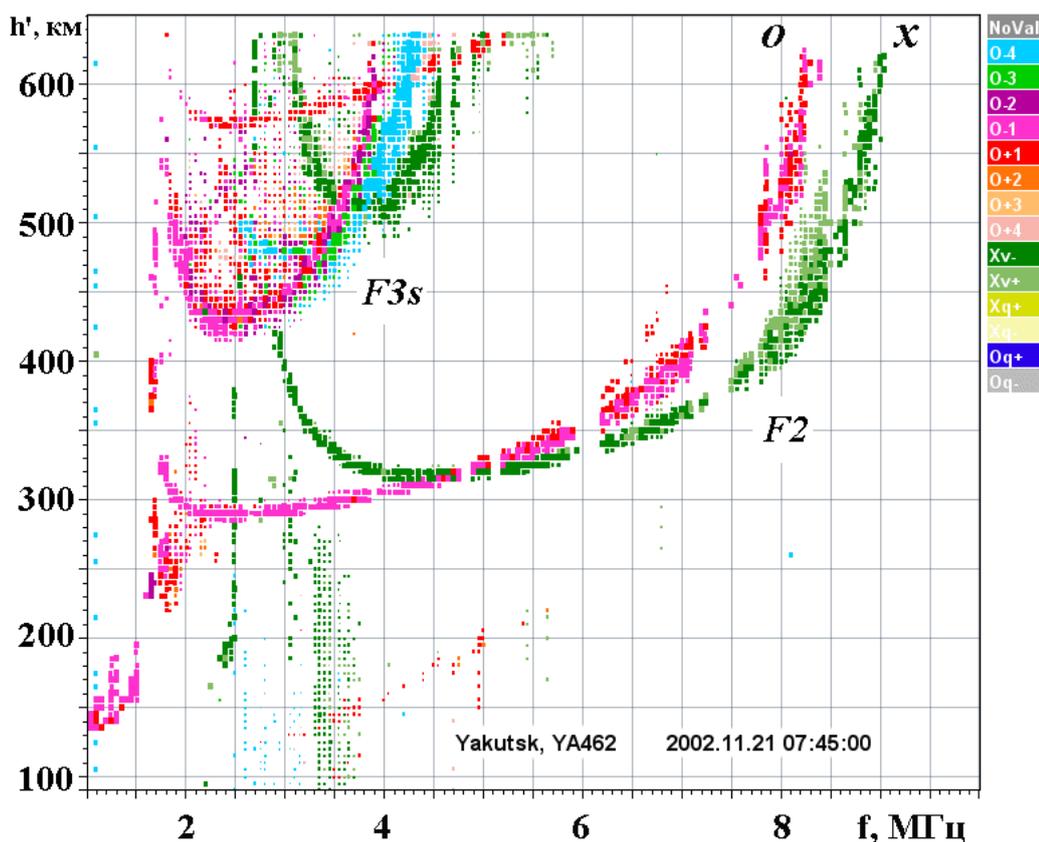


Рис.3.4. Дополнительный характерный след отражения (F3s), зарегистрированный на ст. Якутск 21 ноября 2002 г. в 16.45 местного времени.

3.3. Динамика области полосы поляризационного джета по наземным и спутниковым измерениям

В этой подглаве рассмотрим вкратце состояние ионосферных параметров в зените станции наблюдения при возникновении дополнительных отражений. Возьмем, к примеру, день 21 ноября 2002 г., когда наблюдался характерный след от поляризационного джета в 07.45 UT (см. Рис.3.4 из подглавы 2.2). Разница с мировым временем на меридиане 130°E, т.е. на меридиане ст. Якутск, составляет 9 часов. На ионограмме в 07.00 UT (за 45 мин до регистрации F3s-отражения) регистрировались следующие основные параметры ионосферы: критическая частота (F2), минимальная частота (fmin) и минимальная высота (h'), которые составляли 10.5 МГц, 1 МГц и 230 км, соответственно. К моменту появления F3s-отражения эти параметры составляли 8.3 МГц, 1 МГц и 280 км, что соответствует нормальному плавному суточному ходу этих параметров. До 07.45 UT ионограммы «чистые» - без существенных помех и диффузности на следах отражений. В 07.45 UT и после этого срока на ионограммах уже появляются диффузность, следы расслоений и лакуны, т.е. отсутствия отражений на определенных частотах. В 08.10 UT основные параметры ионосферы над зенитом станции Якутск уже составляли 4.6 МГц, 1.7 МГц и 340 км, соответственно (Рис.3.5, а). Таким образом, можно заметить, что после регистрации характерных для поляризационного джета отражений в 07.45 UT начинается резкое падение критической частоты и увеличение минимальной высоты слоя F. Так, с момента регистрации и до 08.10 UT, т.е. в течение 25 мин, значение критической частоты слоя F уменьшилось на 3.8 МГц, а высота h' увеличилась с 280 до 340 км (Рис.3.5, б).

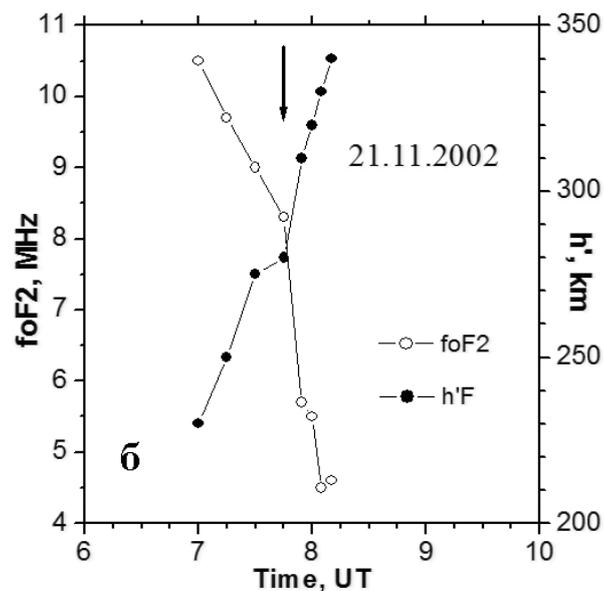
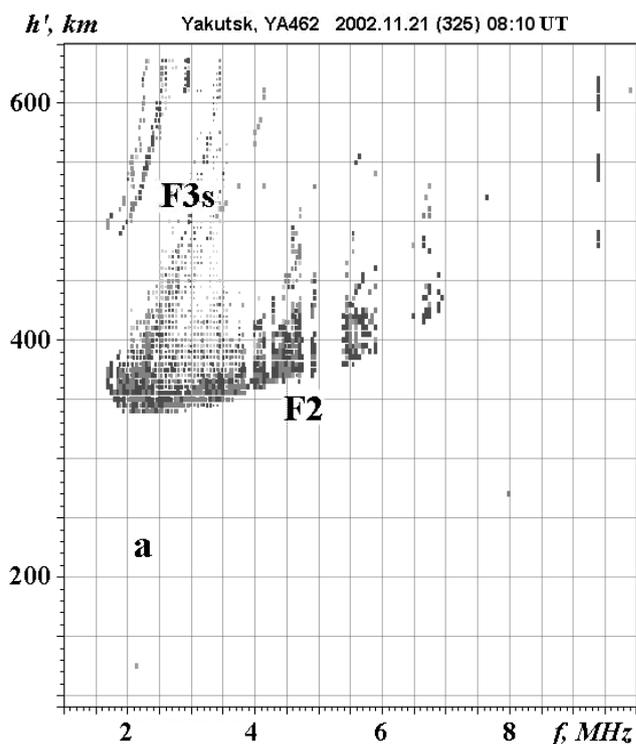


Рис.3.5. Ионосферные проявления поляризационного джета 21 ноября 2002 г. (а) Ионограмма ВЗ в 08.10 UT с увеличенной диффузностью, расслоениями и лакунами. (б) Фрагмент суточного хода F2 и h'. Стрелкой указан момент регистрации характерного следа F3s.

Перейдем к рассмотрению одновременных измерений параметров субавроральной ионосферы по данным Якутской меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ и опубликованных в [Horwitz et al., 1986] результатов измерений тепловой плазмы на высотах плазмосферы (спутник DE-1) и на высотах верхней F-области (спутник DE-2) в моменты времени, когда эти спутники проходили вблизи меридиана цепочки. Эти сопоставления позволяют проверить представления о взаимном расположении структурных особенностей распределения тепловой плазмы на различных высотах - в нижней и в верхней F-области и в плазмосфере [Решетников и др., 1989; Филиппов и др., 1989].

В [Халипов и др., 1977] приведены результаты измерений концентрации и температуры электронов на высотах 400-900 км (спутник DE-2), а также

измерения концентрации легких ионов H^+ , He^+ и иона O^+ и температуры H^+ на расстояниях 2-3 R_E со спутника DE-1. По приведенным в [Horwitz et al., 1986] графикам нами определялось положение полярной стенки главного провала и узкого провала ионизации (DE-2) и положение плазмопаузы по резкому градиенту легких ионов (DE-1). При идентификации узких провалов в Ne в субавроральной зоне использовался также известный факт, что в этой области при наличии узкого провала концентрации Ne здесь же наблюдается резкий и узкий максимум в широтном распределении электронной температуры [Афонин и др., 1989].

Случай 12 ноября 1981 г. На Рис.3.6,а в координатах инвариантная широта (Λ_0) - местное магнитное время (MLT) приведена пространственно-временная динамика полярной стенки ГИП и поляризационного джета по данным Якутской меридиональной цепочки ионозондов. Здесь квадратиками отмечены положения полярной стенки ГИП, а точками - положения поляризационного джета, идентифицируемые с узким провалом ионизации. Как видно из рисунка, поляризационный джет начал наблюдаться над станцией Жиганск в 06.45 UT. Через 15 мин на широте $\Lambda_0 \approx 67.3^\circ$ регистрируется полярная стенка ГИП. До момента пролета спутника DE-2, траектория которого проходит примерно на 1 час MLT к востоку от Якутского меридиана (09.01 - 09.06 UT, 18.36 - 19.12 MLT), поляризационный джет находился в зените станции в Жиганске, а полярная стенка сместилась к экватору до широты $\Lambda_0 \approx 64.1^\circ$. Станция в Якутске ($\Lambda_0 = 56^\circ$) находилась под невозмущенной ионосферой, а ст. Тикси в момент пролета спутника регистрировала спорадический Es-слой типа r. Моменты одновременных по мировому времени синхронных спутниковых и наземных измерений, обведенные кружочком, соединены штриховой линией. Положение плазмопаузы на более близком пролете высокоапогейного спутника DE-1 (09.50 - 10.21 UT, 19.24-19.48 MLT) показано черным прямоугольником вдоль траектории. Видно, что дальнейший ход наблюдаемых с Земли структур приблизительно подтверждает мгновенную картину событий, полученных при

одновременном измерении: поляризационный джет накрывает зенит станции в Якутске, или, точнее, она «подплывает» под эту структуру, а стенка провала остается почти на одной широте. С 08.45 до 09.15 UT положение поляризационного джета установить точно не удастся, хотя характерные следы от него на ионограммах видны, но только при зондировании на юг. Поэтому на Рис.3.6, а в этот период времени нанесены его примерные положения. После 11.00 UT узкий провал ионизации не наблюдается. Со времени регистрации полярной стенки и до ее исчезновения около 14 00 UT предельные частоты отражений от нее на ионограммах уменьшились от 6 до 3 МГц.

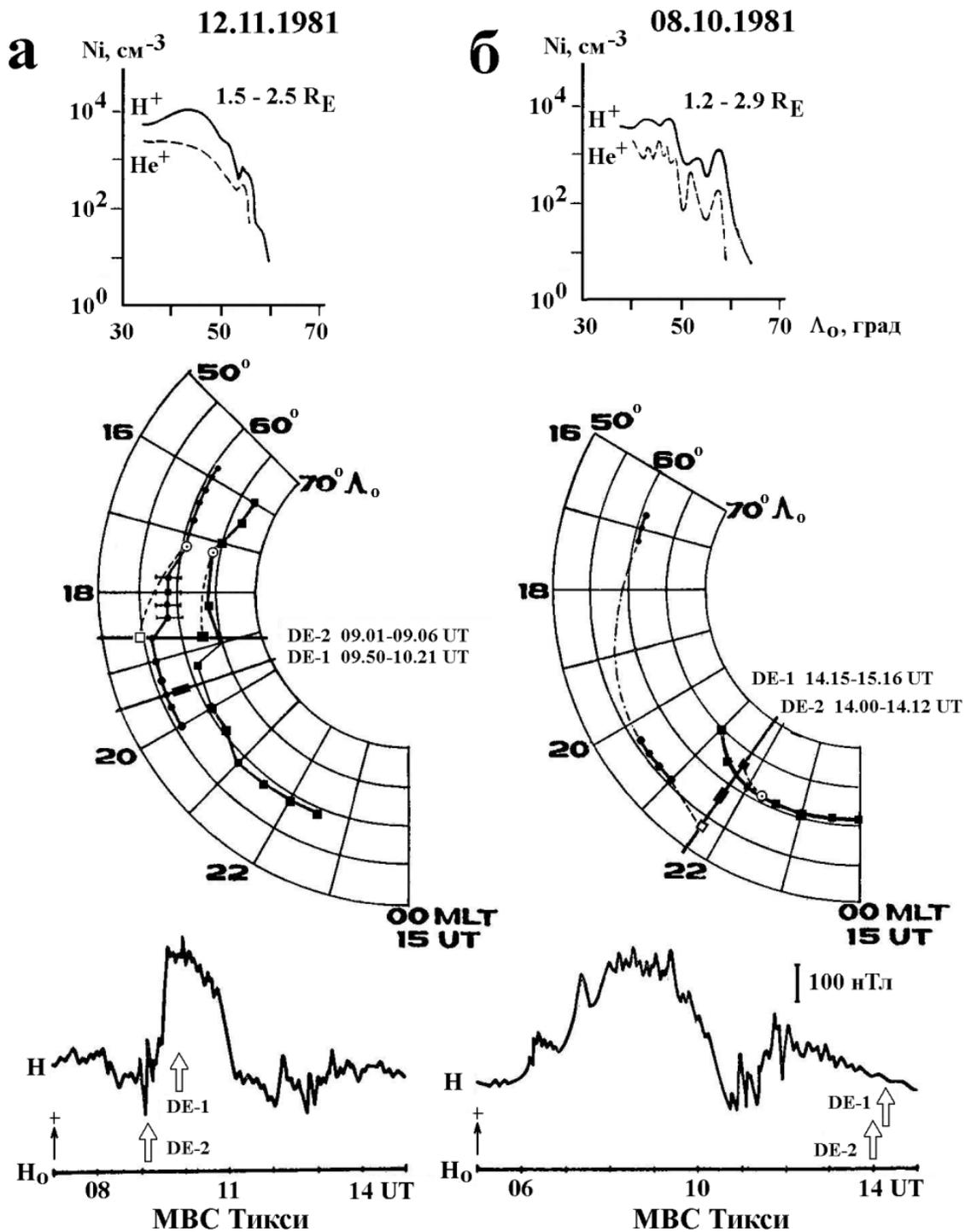


Рис.3.6. Пространственно-временная динамика полярной стенки ГИП (квадратики) и узкого провала (точки) по наземным данным и измерениям со спутников DE-1 и DE-2 [Horwitz et al., 1986]. Черным и светлым прямоугольниками на траектории DE-2 и черным прямоугольником на траектории DE-1 соответственно показаны положения полярной стенки ГИП, узкого провала и проекции плазмопаузы. Моменты одновременных измерений

соединены штриховой линией. В верхней части рисунка показаны результаты измерений N_i на DE-1, по которым определялось положение плазмопаузы. На вариациях H-компоненты геомагнитного поля по магнитометрическим данным станции в Тикси светлыми стрелками указано время пролетов спутников (см. нижнюю часть рисунка).

Случай 8 октября 1981 г. Траектории обоих спутников в этот день (см. Рис. 3.6, б) проходили немного к западу от меридиана Якутской цепочки, и, что особенно важно, спутники пролетали практически синхронно и по мировому, и по местному магнитному времени (DE-1: 14.15 – 15.06 UT, 21.36 – 21.48 MLT; DE-2: 14.00 – 14.12 UT, 21.36 – 21.48 MLT). Обозначения здесь такие же, как и на Рис.3.6, а. Точки, соответствующие моменту одновременных измерений полярной стенки провала, соединены штриховой линией. Поляризационный джет наблюдался с 07.45 до 08.15 UT над станцией в Жиганске и с 11.15 до 12.00 UT над станцией в Якутске, а штрихпунктирная линия, соединяющая эти периоды наблюдений, означает здесь предположительное смещение джета от широты Жиганска к широте Якутска. Спутником DE-2 зарегистрирован узкий провал на широте $L_0 \approx 54^\circ$, что примерно на 2° южнее станции в Якутске. Отсутствие характерных следов (F3s- отражений) на ионограммах, измеренных со станции в Якутске, можно объяснить дальнейшим смещением этой узкой полосы дрейфа к югу от станции, что подтверждается спутниковым измерением узкого провала на $L_0 \approx 54^\circ$. В момент пролета спутника над станцией в Тикси наблюдались спорадический слой типа E_{sr} и F-слой с повышенными значениями критических частот, что соответствует авроральной ионизации электронами небольших энергий, т. е. диффузной авроральной зоне.

Анализ Рис.3.6 показал следующее: узкий провал в Ne по наземным данным в обоих случаях регистрируется до начала положительной бухты в H-компоненте в вечернем секторе. Наблюдается хорошее пространственное совпадение мгновенных положений полярной стенки ГИП и узкого провала в

широтном ходе Ne по наземным данным с аналогичными структурами выше максимума F-области на основании результатов спутниковых измерений. При этом одним из преимуществ наземных наблюдений является то, что для таких структур, как полярная стенка провала и узкий провал ионизации, мониторинг может вестись в данном регионе почти в непрерывном режиме, тогда как с помощью спутниковых измерений - с интервалом в 1.5-2 часа. Данные меридиональной цепочки ионосферных станций показывают, что положение полосы поляризационного джета локализовано всегда внутри главного провала, экваториальнее полярной стенки ГИП, а разница по широте между возникающим в результате узким «провалом в провале» и стенкой главного провала, по-видимому, зависит от интенсивности суббури, местного времени ее вспышки и варьирует в пределах от ~ 0.5 до (иногда) 8° инвариантной широты. В начальный момент развития суббури разница между положением узкого провала и полярной стенки ГИП может быть большей, чем в фазе восстановления суббури. По конфигурации и пространственно-временной динамике этих структур в вечерние часы видно, что с развитием суббури обе структуры движутся в сторону экватора, причем меридиональная скорость смещения у полярной стенки провала больше, чем у поляризационного джета.

Случай 20 ноября 1981 г. Этот интервал характерен тем, что спутник DE-2 пролетел почти над меридианом Якутской цепочки станций (Рис.3.7). В левой части рисунка (см. Рис.3.7, а) показана пространственно-временная динамика полярной стенки провала и поляризационного джета, где также нанесены траектории спутников (обозначения такие же, как и на Рис.3.6). Следует отметить, что полярная стенка ГИП регистрировалась по данным цепочки вплоть до утра, а максимальное значение концентрации на стенке (около ~ 8 МГц) наблюдалось в 22.00 LT (13.00 UT). Штриховой линией соединены положения регистрируемых структур в момент синхронных измерений. В правой верхней части рисунка (см. Рис.3.7, б) приведен широтно-высотный разрез ионосферы вдоль меридиана Якутской цепочки в момент времени 10.45 UT, полученный по наземным ионозондовым данным.

Буквами на оси абсцисс отмечены местоположения ионосферных станций ВЗ и ВНЗ (Я - Якутск, Ж - Жиганск, Т - Тикси). Вдоль траектории пролета спутника DE-2 на высотах h от ~ 400 до ~ 500 км крестиками обозначены измеренные на нем значения плазменной частоты (МГц) [Халипов и др., 1977].

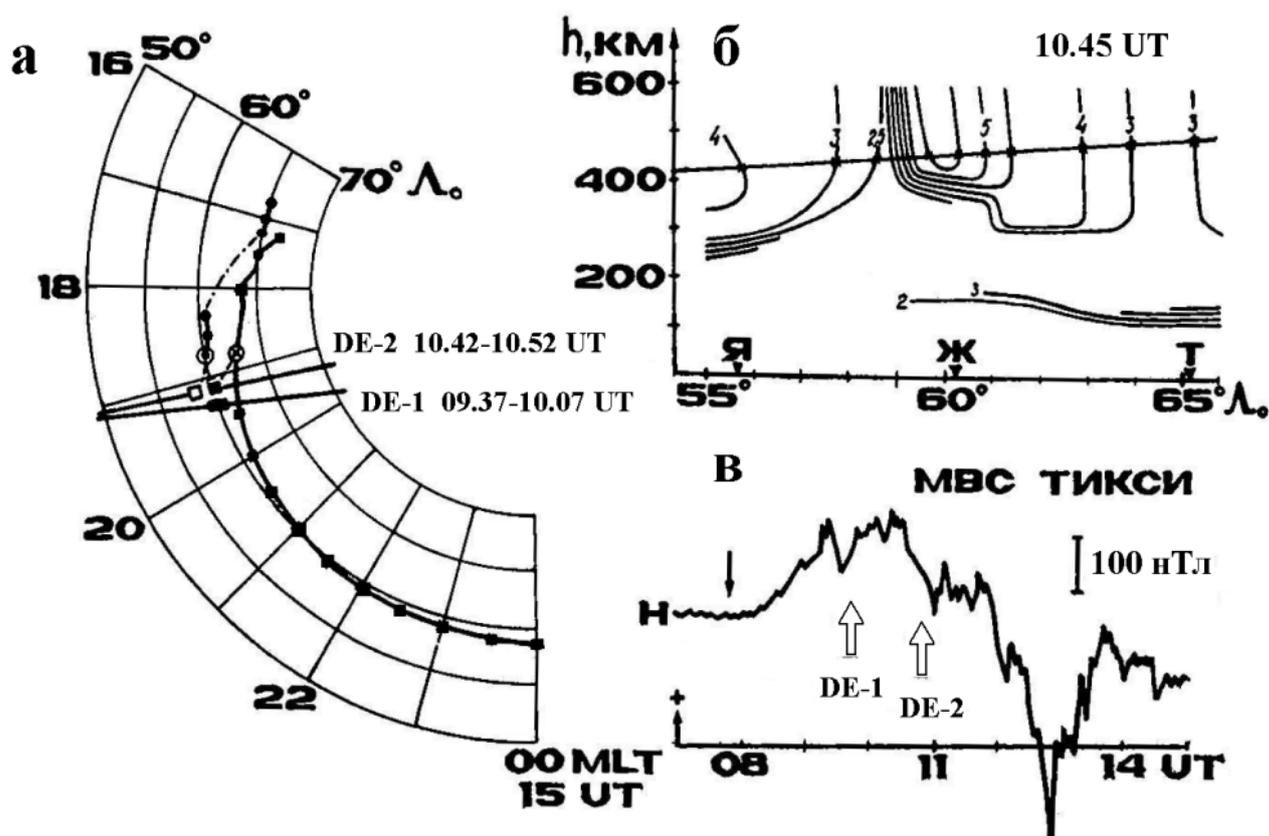


Рис.3.7. (а) Результаты одновременных измерений 20.11.1981 г. (аналогично Рис.3.6). б) Изоконтуры электронной концентрации в момент пролета спутника DE-2. (в) Магнитограмма ст. Тикси (стрелками отмечены моменты пролета спутников DE-1 и 2).

Полярная стенка ГИП по данным станций Жиганск и Якутск располагались на широте $\Lambda_0 \approx 61^\circ$, а узкий провал в Ne, зарегистрированный как по наземным, так и по спутниковым данным - южнее станции Жиганск. Видно, что спутниковые и наземные измерения электронной концентрации на высотах верхней области F хорошо согласуются. В правой нижней части (см.

Рис.3.7, в) также приведены вариации Н-компоненты поля по данным магнитовариационной станции Тикси. Здесь стрелкой в 07.45 UT отмечен момент регистрации узкой полосы над станцией Тикси.

Следует отметить, что высотно-широтные профили ионизации (Рис.3.7, б) получены путем лучевого трассирования траекторий радиолучей и адаптации модели [Филиппов и др., 1984; Benkova et al., 1985; Galperin et al., 1986]. При этом учитываются диаграммы направленности антенных систем для вертикального и горизонтального зондирования. Это позволяет получать приближенную информацию о направлении прихода отраженных сигналов и использовать ее при построении изолиний равных частот, которые дополнительно контролируются данными соседних ионосферных станций. Цифрами у кривых отмечены значения плазменных частот в МГц. Методика построения высотно-широтных профилей ионизации подробно приведена в работе [Решетников и др., 1987].

Рассмотрим теперь временную динамику развития явления узкого провала ионизации. Как же отмечалось, это возможно лишь по наземным данным, и измерения со спутника здесь играют лишь роль контроля при идентификации положения узкого провала по ионограммам широтной цепочки наземных станций.

Случай 7 октября 1981 года. При этом на станциях Жиганск и Якутск осуществлялось периодическое реверсирование горизонтальной ромбической антенны, что давало возможность проводить зондирование с главным лепестком антенны, направленным то на север, то на юг (см. [Мамруков и др., 1982]). На Рис.3.8 показана последовательность ионограмм ВЗ и ВНЗ, полученных при зондировании в направлениях на север, в «зенит» и на юг на станциях Жиганск и Якутск и в направлении «зенит» на станции Тикси (обозначения на рисунке: Я - Якутск, Ж - Жиганск, Т - Тикси). На рисунке внизу справа приведена магнитограмма со станции Тикси, где стрелками обозначены те моменты времени, за которые приведены ионограммы. Из рисунка видно, что в момент развития активной фазы суббури (09.15 UT) на

ионограмме ВЗ Тикси появляется дополнительное отражение с меньшей критической частотой и на большей действующей высоте, чем след от регулярного F2-слоя. Такой след на ионограмме характерен для появления полосы быстрого западного дрейфа и соответствует уменьшению электронной концентрации в зените станции наблюдения (формирование узкого провала ионизации согласно [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986]). В следующие моменты времени на ионограммах станции Тикси след отражения от регулярного F-слоя исчезает («лакуна») и остается один след отражения от области узкого провала ионизации (F3s-отражения [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984]) и по мере возрастания уровня геомагнитной активности узкий провал ионизации смещается к низким широтам. Далее этот след (F3s-отражения) над станцией Тикси исчезает и в 11.15 UT аналогичный след появляется над станцией Жиганск, а на станции Тикси тем временем наблюдаются отражения, соответствующие положению станции под диффузной зоной вторжений [Халипов и др., 1977]. В 11.30 UT при ВНЗ на север со станции Жиганск на дальности 500 км регистрируются следы, характерные для границы диффузных вторжений (ГДВ), а в 12.00 UT ст. Жиганск оказывается на L-оболочке, лежащей уже внутри диффузной зоны, хотя при ВНЗ на юг еще видны отражения типа F3s, свидетельствующие о перемещении узкого провала ионизации к югу от ст. Жиганск. В 12.30 UT при ВНЗ на север со станции Якутск становятся видны отражения, указывающие на приближение полярной кромки провала уже к широте станции Якутск.

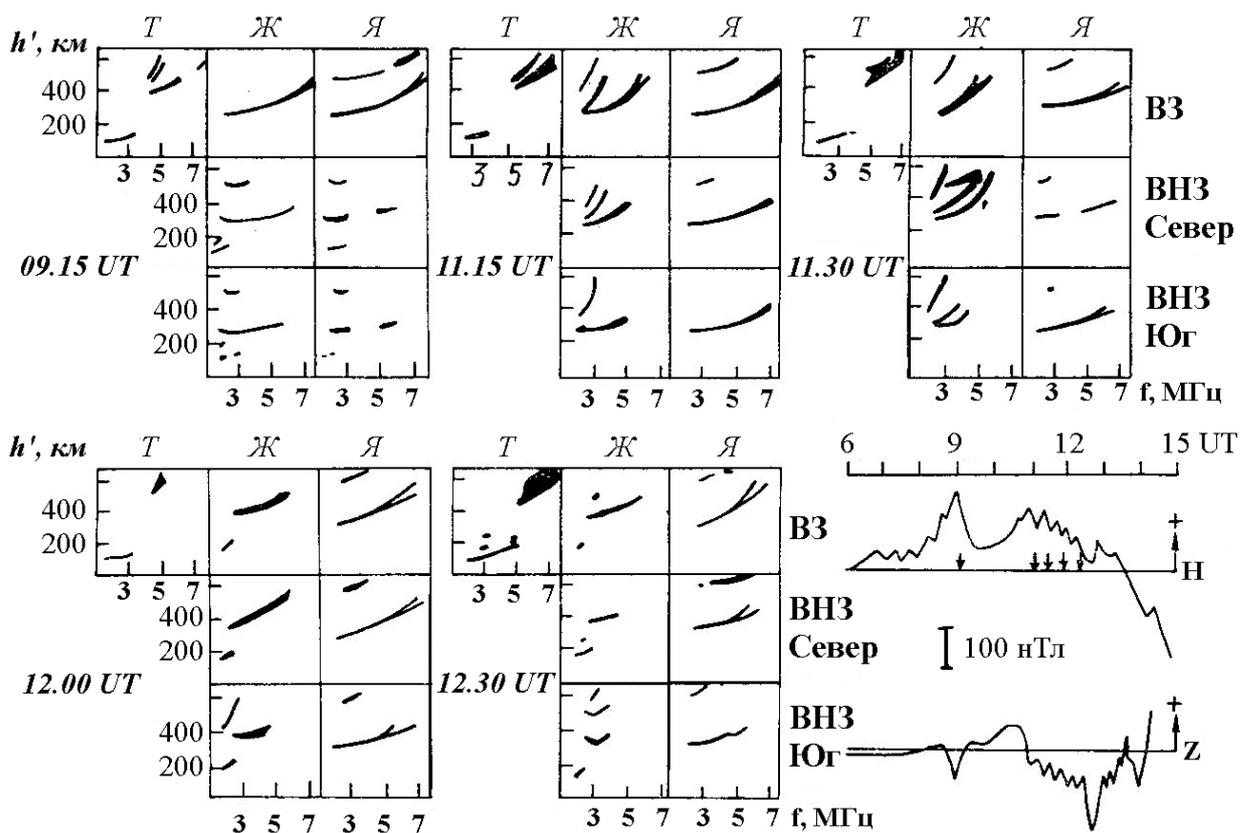


Рис.3.8. Последовательность ионограмм ВЗ и ВНЗ, полученная на станциях Тикси (Т), Жиганск (Ж), Якутск (Я) 07.10.1981 г.

Одним из преимуществ наземных ионосферных наблюдений является то, что контроль за положением таких структур, как полярная стенка провала и узкий провал ионизации, может вестись почти в непрерывном режиме, тогда как спутниковые измерения над данным регионом носят эпизодический характер и ограничены по MLT.

Измерениями со спутников [Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979] показано, что время существования поляризационного джета соизмеримо с длительностью суббури (порядка 1-3 ч), протяженность по местному времени - до нескольких часов, ширина ~ 100 -200 км, скорость дрейфа до 2-5 км/с.

Применение данных наземных станций зондирования ионосферы дает возможность проследить по характерным признакам динамику узкого провала ионизации. Построение сглаженных полуэмпирических

высотно-широтных профилей электронной концентрации на основе данных, полученных на Якутской меридиональной цепочке станций ВЗ и ВНЗ, позволяет более наглядно представить те сложные изменения в структуре субавроральной ионосферы, которые возникают при развитии поляризационного джета, при приближении к станции полярной кромки главного ионосферного провала (ГИП) и т. д.

На Рис.3.9 приведена последовательность высотно-широтных профилей ионизации, построенных на основе последовательности ионограмм ВЗ и ВНЗ. Внизу справа на Рис.3.9 показаны результаты измерений электрических полей и продольных токов на спутнике DE-2 согласно [Sugiura et al., 1984], где стрелкой указан момент измерения узкой полосы направленного к полюсу интенсивного (~ 150 мВ/м) электрического поля. Положение скачка электрического поля на картине изоконтуров ионизации показано широкой стрелкой в 11.15 UT. Отметим, что картина изоконтуров построена в координатах инвариантная широта - действующая высота h' с использованием тех следов на ионограммах, которые соответствуют узкому провалу ионизации и движению к югу полярной кромки ГИП.

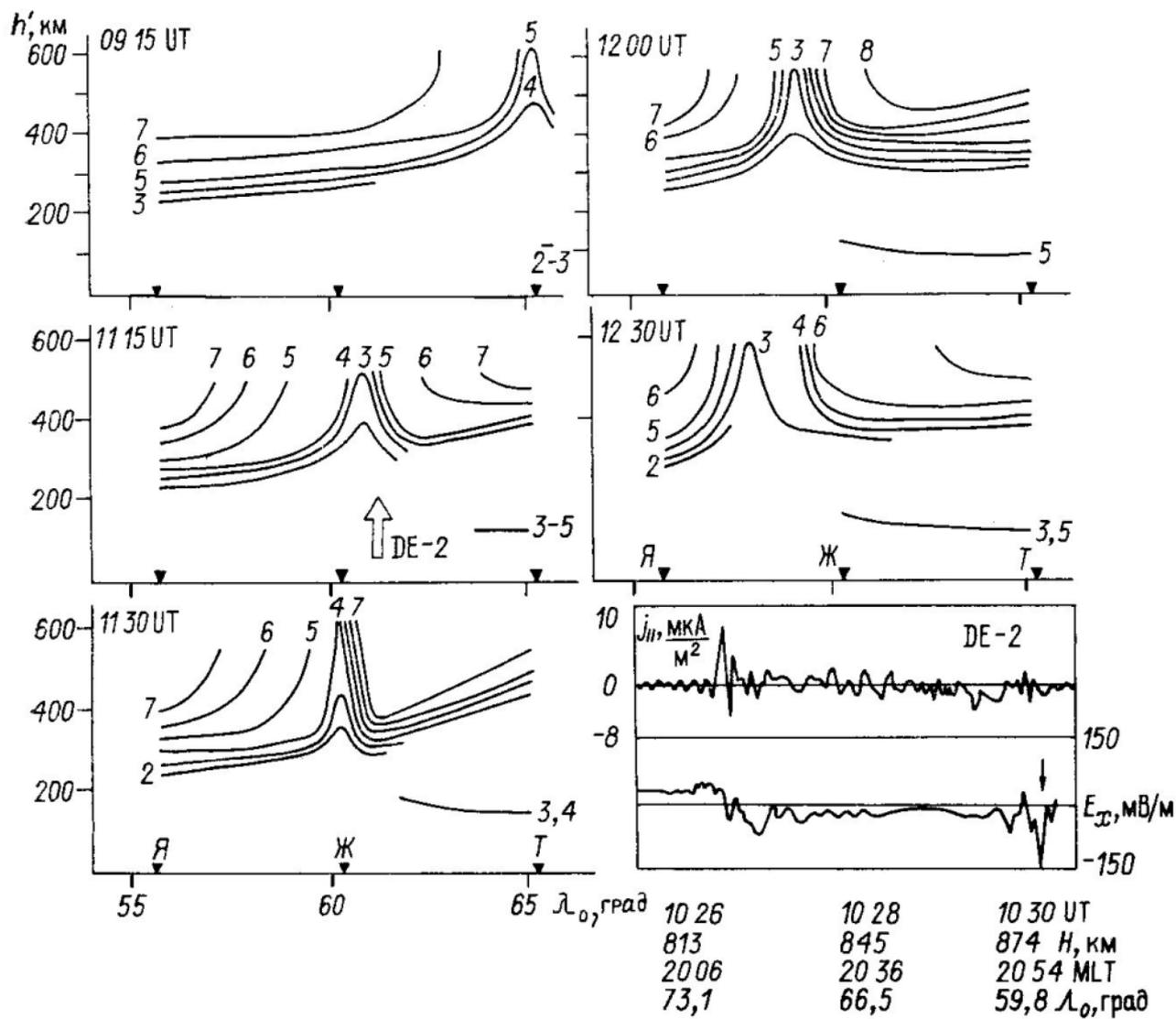


Рис.3.9. Последовательность изоконтуров ионизации, построенная по данным Якутской меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ от 07.10.1981 г. и результаты измерений со спутника DE-2. Цифрами у кривых отмечены плазменные частоты в МГц.

Узкий провал ионизации был зарегистрирован над станцией в Тикси в 09.15 UT (см. Рис.3.9) задолго до пролета спутника. Измерения со спутника DE-2 (E_x – компонента электрического поля и продольные токи j_{\parallel}) проведены на 45 мин раньше момента появления узкого провала над станцией в Жиганске, но примерно на столько же смещены к востоку по MLT от меридиана наземных измерений. Стрелкой на высотно-широтном профиле в

11.15 UT указано местоположение регистрации сильного электрического поля ($E_x > 150$ мВ/м) со спутника. В интервал времени от 09.15 до 11.15 UT узкий провал ионизации сместился с широты станции в Тикси ($\Lambda_0 = 65^\circ$) к широте станции в Жиганске ($\Lambda_0 = 60^\circ$). Это смещение связано с ростом интенсивности геомагнитных возмущений. В дальнейшем узкий провал также перемещается к экватору и в 12.30 UT располагается между Якутском и Жиганском. Из рисунка также видно, что узкий провал ионизации расположен экваториальнее ГДВ, а отражения от спорадического слоя E_s типа r , указывающие на наличие высыпания авроральных частиц [Кукушкина, 1979; Пирог, 1982], наблюдаются севернее узкого провала ионизации.

Из многочисленных серий наземных измерений такого рода следует, что характерное время жизни узкого провала ионизации составляет несколько часов ($\sim 2 - 3$), в течение которых его положение может заметно смещаться по широте, причем практически всегда в направлении к экватору.

Обсуждение полученных результатов. Как было показано ранее в работах [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986], узкая полоса быстрого дрейфа ионов к западу приводит к быстрому формированию (в течение 15 - 30 мин) узких и глубоких провалов ионизации или углублению уже существующего главного провала вблизи его полярной стенки из-за процессов выноса плазмы из этой области на дневную сторону и изменения скоростей некоторых фотохимических реакций, приводящих к быстрой рекомбинации. Результаты модельных расчетов показали [Schunk et al., 1975], что в условиях сильных электрических полей ионизация области F может быстро исчезать из-за процессов диссоциативной рекомбинации при резком увеличении концентрации молекулярных ионов вследствие реакции $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$. Скорость этой реакции сильно зависит от ионной температуры, а так как дрейф в сильных электрических полях приводит к повышению температуры ионов за счет фрикционного нагрева, обусловленного трением ионов, имеющих сверхзвуковые скорости в узкой полосе поляризационного джета, с нейтральными частицами, то скорость

обсуждаемой реакции существенно возрастает [Аладьев и Мингалев, 1986]. Кроме того, в результате действия сильных электрических полей происходит, как указано в [Mikkelsen et al., 1981], увеличение высоты перехода от молекулярных к атомным составляющим (при $E \sim 60$ мВ/м этот уровень поднимается на ~ 50 км), что также способствует быстрому уменьшению электронной плотности в F области и этот факт в [Mikkelsen et al., 1981] экспериментально подтверждается измерениями на ракетах и на станции некогерентного рассеяния радиоволн в Чатанике. При этом следует отметить, что механизм роста эффективного коэффициента рекомбинации играет существенную роль в нижней и максимумной части F-слоя, а на больших высотах преобладают, по-видимому, процессы быстрого выноса к западу ионизации из вечернего сектора в освещенную ионосферу.

В работах [Деминов и др., 1986; Деминов и Шубин, 1988] приведена простая модель, объясняющая изменения электрического поля и электронной концентрации на субавроральных широтах с учетом продольных токов, которая качественно воспроизводит образование глубокого провала в ионизации, и появление всплесков электрических полей магнитосферной конвекции в вечернем секторе, а также временную задержку в росте электрического поля относительно начала суббури.

Анализ результатов случаев одновременных наблюдений структуры субавроральной ионосферы со спутников на различных высотах, а также по данным якутской меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ, подтверждает, что локализация узкого провала ионизации совпадает по времени и пространству с моментом регистрации на спутнике узкой полосы высокой скорости западного дрейфа либо, что, то же самое, сильного электрического поля, направленного к полюсу. Использование в этих экспериментах данных наземного возвратно-наклонного зондирования как до, так и после пролета спутника, позволило проследить в ряде случаев динамику формирования и широтного смещения узкого провала ионизации, оценить его время жизни по характерным следам наклонных и вертикальных отражений при зондировании

в различных направлениях. Метод ВНЗ дает возможность слежения за узким провалом ионизации в диапазоне широт примерно $\pm 3^\circ$ от зенита станции наблюдения, в то время как при вертикальном зондировании этот диапазон составляет всего около $\pm 1.5^\circ$.

Представляет определенный интерес вопрос о связи узких струй быстрого западного дрейфа с фазой магнитосферной суббури и с уровнем геомагнитной активности. По рассматриваемым в данной работе случаям, а также по многим случаям развития поляризационного джета, выявленным по данным одного лишь наземного ионосферного радиозондирования, нами обнаружено, что начало формирования узкого провала ионизации в вечернем секторе в основном приходится на фазу возрастания положительной бухты Н-компоненты геомагнитного поля.

Перейдем к обсуждению результатов сопоставления опубликованных в [Horwitz et al., 1986] измерений над Якутией на высотах плазмосферы со спутника DE-1 и на высотах верхней ионосферы со спутника DE-2 одновременных с наземными ионосферными наблюдениями на якутской меридиональной цепочке станций. Следует отметить, что проблема взаимного расположения и физической взаимосвязи между распределением концентрации тепловых ионов в приэкваториальной области плазмосферы, включая ее «границу» - плазмопаузу, с одной стороны, и характерными структурами в субавроральной ионосфере - главный ионосферный провал в F-области, провал легких ионов в верхней ионосфере, экваториальная граница высыпаний малоэнергичных электронов диффузной зоны, узкий провал ионизации, обусловленный развитием поляризационного джета - с другой стороны, привлекают большое внимание исследователей. Очевидно, это связано не только с недостаточностью прямых синхронных измерений характеристик тепловой плазмы на различных уровнях, но также и с выявившейся сложностью, нестационарностью процессов нагрева и продольных движений ионов различных масс, их связью с нестационарным

характером процессов конвекции, нагрева электронов и переноса ими тепловой энергии.

Сопоставления мгновенных положений полярной стенки ГИП и узкого провала в широтном ходе Ne по наземным ионосферным данным, приведенные на Рис.3.6 и Рис.3.7, показывают хорошее пространственное совпадение с результатами одновременных спутниковых измерений на том же или близком меридиане. При этом заметим, что одним из преимуществ наземных ионосферных наблюдений, важным при координированных экспериментах, является то, что контроль за положением таких структур, как полярная стенка провала и узкий провал ионизации (идентифицируемый, согласно [Galperin et al., 1986], по F3s-отражениям на ионограммах ВЗ и ВНЗ), может вестись почти в непрерывном режиме, тогда как спутниковые измерения над данным регионом носят эпизодический характер и ограничены по MLT. Как видно из Рис.3.6 и Рис.3.7, данные меридиональной цепочки ионосферных станций показывают, что положение узкой полосы быстрого дрейфа на запад локализовано всегда внутри главного провала, экваториальнее полярной стенки ГИП, а разница по широте между «провалом в провале» и стенкой главного провала, по-видимому, варьирует в пределах от $\sim 1^\circ$ до 10° инвариантной широты. В начальный момент развития суббури разница между положением узкого провала и полярной стенки ГИП может быть большей, чем в конце или в фазе восстановления суббури. По конфигурации пространственно-временной динамики этих структур в вечерние часы (см. Рис.3.6 и Рис.3.7) видно, что с развитием суббури обе структуры движутся в сторону экватора, причем меридиональная скорость смещения у полярной стенки провала больше, чем у поляризационного джета и узкого провала.

Заключение. На основе анализа случаев одновременных спутниковых и наземных измерений характеристик субавроральной ионосферы, и учитывая незначительную статистику таких комплексных измерений, можно заключить следующее.

- Формирование узких провалов ионизации в ночной субавроральной зоне обусловлено процессами быстрого выноса ионосферной и магнитосферной тепловой плазмы в полосу быстрого дрейфа к западу, а также, особенно, в нижней F-области, изменениями скоростей фотохимических реакций, приводящими к быстрому исчезновению ионизации из-за рекомбинационных процессов в вечернем секторе MLT.
- Узкие провалы ионизации, зарегистрированные наземными и спутниковыми методами, показывают хорошее совпадение по L-оболочке, что позволяет исследовать морфологию узких провалов по многолетним непрерывным наземным данным ионосферного зондирования.
- Одновременные измерения в нижней F-области (наземные ионозонды), в верхней F области (спутник DE-2) и на высотах плазмосферы (спутник DE-1) над меридианом якутской цепочки станций в двух случаях показали, что узкий провал концентрации электронов и соответственно поляризационный джет располагались вблизи, по внутри плазмопаузы. Поэтому можно полагать, что явление поляризационного джета является важным фактором в возникновении «оторванных» от плазмосферы облаков плотной плазмы, неоднократно наблюдавшихся после суббури в ночном и в вечернем секторах субавроральной магнитосферы.
- Момент возникновения поляризационного джета судя по наземным измерениям при наблюдении в вечернем секторе обычно приходится на начальную фазу роста положительной бухты в H-компоненте и роста AE-индекса геомагнитного поля, т. е. на фазу зарождения или развития суббури. Это говорит о его связи с суббуревой активностью в условиях, когда полоса сильного электрического поля может возникнуть внутри плазмосферы.
- Разница по широте (до 10°) между положением полярной стенки ГИП и положением узкого провала в отдельных случаях достигала 10° и была наибольшей в момент развития суббури и наименьшей в конце или в фазе восстановления суббури. Это свидетельствует о том, что во время суббури

скорость меридионального смещения к экватору для полярной стенки больше, чем такого же смещения узкого провала ионизации, находящегося на более низкой L-оболочке, лежащей внутри плазмопаузы.

3.4. Наземные измерения скоростей дрейфа в полосе поляризационного джета

Одним из методов измерения движений в ионосфере является метод пространственно-разнесенного приема радиосигналов с малой базой – метод D1. Метод основан на излучении коротковолновых радиоволн и приеме, отраженных от ионосферы сигналов, на разнесенных приемных антеннах. Этот метод довольно подробно описан в работах [Галкин и др., 1971; Казимировский и Кокоуров, 1979; Жеребцов и др., 1988], а методика наземных измерений, анализа и обработки данных приведены в работах [Жеребцов и др., 1976; Жеребцов и др., 1979; Жеребцов и Ферберг, 1981].

В 1979 – 1982 гг. ионосферные станции якутской меридиональной цепочки Якутск-Жиганск-Тикси были соединены с аппаратурно-измерительным комплексом D1. Выбор нужной области, от которой принимался обратный сигнал, производился визуально на текущей ионограмме с помощью метода стробирования. Описание экспериментальной установки приведено в [Мамруков и др., 1982], а описание измерительных комплексов D1 в Якутске, Жиганске и Тикси приведено в [Решетников и др., 1983]. Следует напомнить, что методические ограничения не позволяют определять скорости более ~ 800 м/с и что направление дрейфа определяется более надежно, чем абсолютная величина его скорости, так что эти измерения имеют скорее качественный характер.

Рассмотрим результаты измерений скоростей дрейфа ионосферной плазмы методом D1, проведенных на ст. Жиганск 8 февраля 1982 г. и проиллюстрированных на Рис.3.10 [Филиппов и др., 1987].

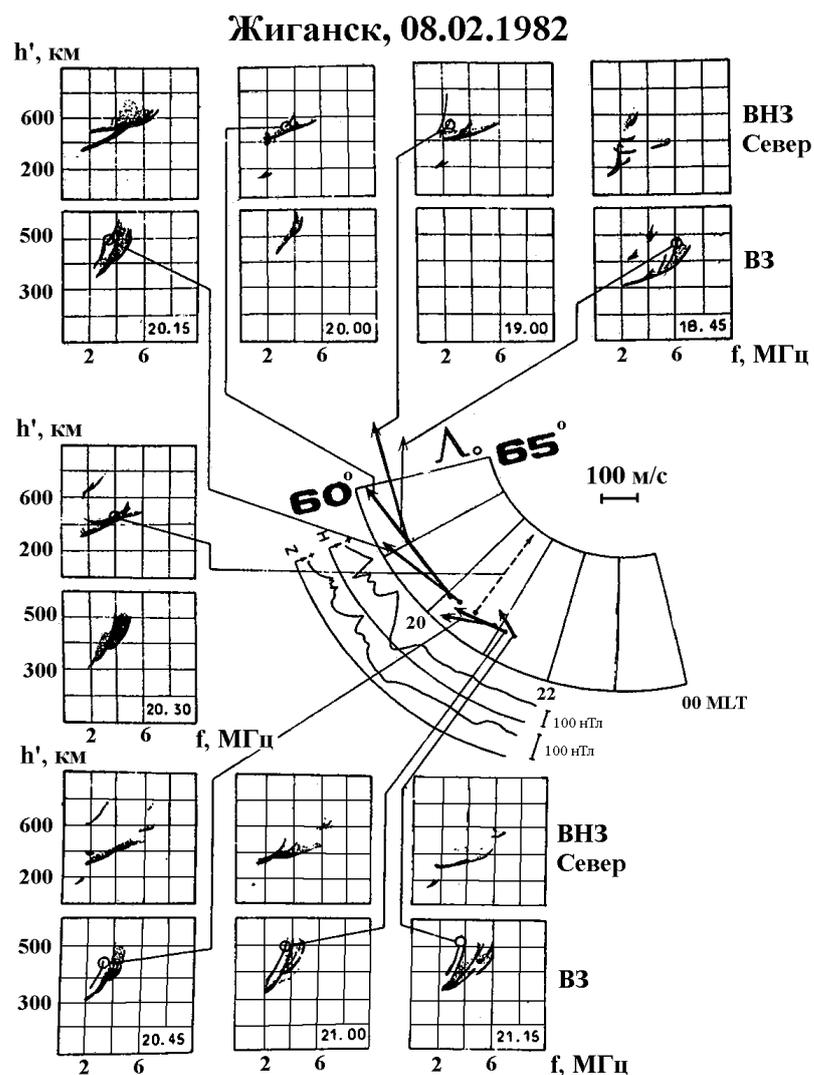


Рис.3.10. Результаты измерения горизонтальных скоростей в полосе поляризационного джета методом D1 на ст. Жиганск 08.02.1982 г.

Здесь, светлыми кружочками на ионограммах обозначены области субавроральной ионосферы, где методом стробирования выделялась и определялась горизонтальная скорость движения в плазме. Для сопоставления приведены H- и Z-компоненты геомагнитного поля для ст. Жиганск, которые показывают наличие бухтообразных возмущений в ~ 19.00 LT и ~ 19.30 LT с амплитудой $\sim 100 - 150$ нТ.

Как видно из рисунка, в 18.45 LT зарегистрирован дрейф в северо-западном направлении со скоростью ~ 300 м/с от обыкновенной составляющей следа отражений от области F (тонкая стрелка). В 19.00 LT следы отражений

при вертикальном зондировании (ВЗ) отсутствуют, а ионограмма ВНЗ показывает след, характерный для развития полосы поляризационного джета или быстрого ионного дрейфа над станцией наблюдения (F3s-отражение). Скорость дрейфа, измеренная с этого следа отражения, имеет западное направление со значением модуля скорости ~ 450 м/с (утолщенные стрелки). В 20.00 LT скорости дрейфа возрастают до ~ 500 м/с, сохраняя при этом западное направление. В 20.30 LT измерение скорости дрейфа производилось от следа, идентифицированного нами как отражение от полярной стенки ГИП. Видно, что вектор скорости дрейфа меняет свое направление к северу со значением модуля скорости ~ 350 м/с (пунктирная стрелка). В последующие моменты времени наблюдения скоростей дрейфа опять проводились со следов, отождествляемых как отражения от поляризационного джета. При этом, величины скоростей дрейфа уменьшаются до ~ 150 м/с к моменту времени 21.20 LT, но западное направление дрейфа сохраняется.

На Рис.3.11 приведены результаты измерений скоростей дрейфа ионизации области F методом D1 на станции Тикси ($\Lambda_0 = 65^\circ$) за 26 ноября 1983 г. и последовательность ионограмм за соответствующий период измерения ВНЗ на «юг», ВЗ, ВНЗ на «север». Номера векторов скоростей дрейфа соответствует номерам кружков на ионограммах, которые показывают те отражающие структуры ионосферы, по отражениям радиосигнала от которых проводились измерения дрейфа.

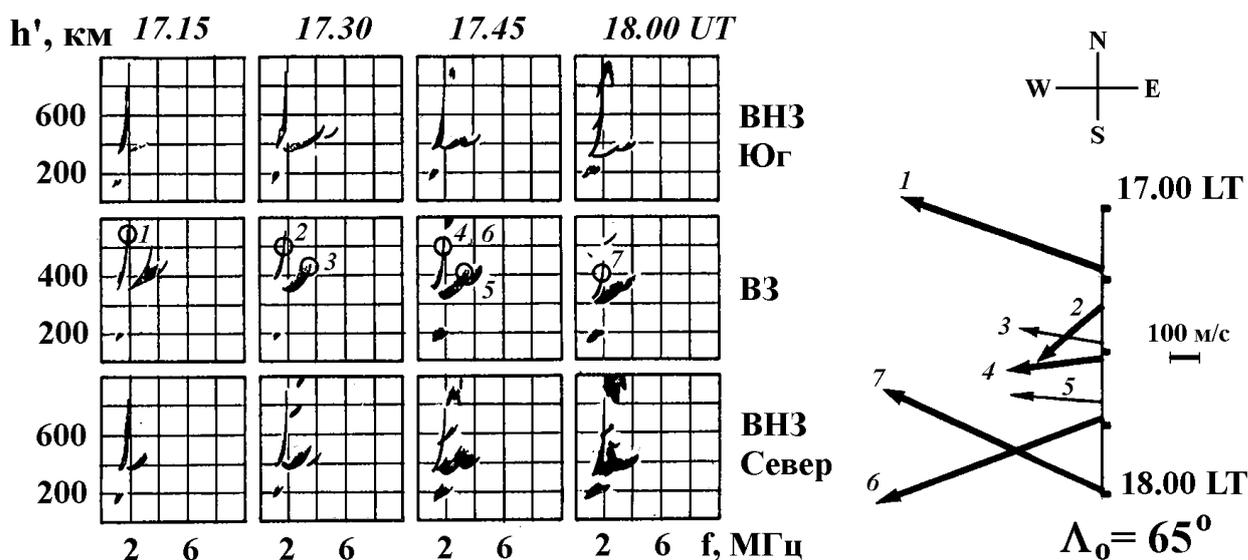


Рис.3.11. Последовательность ионограмм ВЗ и ВНЗ за период измерения и результаты измерения быстрых дрейфов неоднородностей ионизации методом D1 на ст. Тикси 26.11.1983 г.

Из рисунка видно, что в 17.15 UT ионограммы ВЗ и ВНЗ показывают след, характерный для развития полосы быстрого дрейфа в зените станции наблюдения. Скорость дрейфа, измеренная от этого следа отражения (F3s-отражения), имеет северо-западное направление со значением модуля скорости ~ 700 м/с (толстые стрелки). В 17.20 UT и в 17.32 UT измерения дрейфа ионизации также производились от дополнительной отражающей структуры, вызванной появлением быстрого западного дрейфа (кружки 2 и 4). Скорости дрейфа, измеренные от этих следов отражений, имеют юго-западное направление со значением модуля скорости ~ 300 м/с. В 17.28 UT и 17.40 UT измерялись скорости дрейфа от обыкновенной составляющей следа отражения от F-области, которые имеют западное направление (тонкие стрелки, кружки 3 и 5) со значением модуля скорости ~ 300 м/с. В последующие моменты времени наблюдения скоростей дрейфа проводились опять от следов F3s-отражений. Измеренные в 17.45 и 18.00 UT скорости дрейфа имеют соответственно направления юго-западное и северо-западное с модулями скоростей ~ 700 м/с (кружки 6 и 7).

Таким образом, результаты наземных измерений методом D1 показали возможность использования этого метода для определения параметров поляризационного джета – азимутального направления и модуля скорости. Об этом свидетельствует резкое увеличение скоростей дрейфа с западным направлением в момент появления отражений типа F3s, характеризующих формирование узкой полосы над пунктом наблюдения.

Теперь рассмотрим результаты координированных комплексных измерений в рамках проекта АРКАД-3 [Galperin et al., 1982; Гальперин и Рэм, 1985] за 25.02.1982 г., когда в области провала в верхней F-области (~550—580 км) по измерениям на спутнике «Ореол-3» определен широтный профиль интенсивности вторгающихся частиц с достаточно высокой чувствительностью, чтобы иметь возможность регистрировать даже очень слабые высыпания, иногда наблюдаемые внутри ГИП во время магнитных бурь [Benkova et al., 1985] (приборами РИЭП-2802 [Galperin et al., 1982]), а также спектральный состав вторгающихся частиц (приборами СПЕКТРО [Bosqued et al., 1982]). Кроме того, здесь использованы результаты измерений электронной концентрации прибором ИЗОПРОБ (интерферометрический двойной импедансный зонд в режиме сканирования по частоте [Beghin et al., 1982]).

Одновременно на основе наземных ионосферных измерений методами ВЗ и ВНЗ регистрировались положения полярной кромки ГИП и локализация узкого провала ионизации в нижней F-области (~200÷300 км), а также скорости конвекции плазмы в области F методом разнесенного приема с малой базой (D1) со станции Якутск. Особенностью методики этих последних измерений по сравнению с обычной в методе D1 являлось то, что в качестве следа на ионограмме, по которому велись измерения в точках приема, выбирался «автограф» поляризационного джета либо след от полярной стенки провала, используя отражения, получаемые при излучении антенн ВЗ и ВНЗ, и этот выбор визуально контролировался по ионограмме и поддерживался в течение координированного сеанса измерений. Кроме того, использовались

антенны типа «горизонтальный ромб», позволяющие сместить максимум диаграммы направленности на север либо, при реверсировании антенны, на юг, что резко повышало дальность обнаружения наклонных отражений.

Результаты наземных измерений 25-26.02.1982 г. показаны на Рис.3.12, а в системе координат местное магнитное время MLT - инвариантная широта L_o , положения полярной кромки, определенные по данным станции Жиганск, обозначены крестиками, а по данным станции ВНЗ Якутск - светлыми кружками. Локализация узкого провала в Ne сделана по данным станций Жиганск и Якутск (см. темные кружки на Рис.3.12). Стрелками показаны результаты измерений скоростей конвекции плазмы области F методом D1 на станции Якутск. На этом же рисунке показана траектория пролета спутника «Ореол-3» на витке 2068 и результаты измерения положения экваториальной границы диффузных вторжений мягкоэнергичных электронов ГДВ (темный квадратик), а также локализация узкого провала ионизации (светлый квадратик). В нижней части рисунка приведена N-компонента магнитовариационной станции в Жиганске. Отрезками прямых на Рис.3.12 показана погрешность измерений при локализации полярной стенки и узкого провала в Ne.

Граница диффузного вторжения электронов (ГДВ) определялась согласно методике [Гальперин и др., 1977] по потоку частиц, когда интенсивность электронов с энергией 1.8 кэВ достигала значений $>10^7$ частиц $\text{см}^{-2}\text{с}^{-1}\text{sr}^{-1}\text{кэВ}^{-1}$, так как результаты расчетов ионизирующей способности электронов диффузной зоны [Халипов и др., 1977; Белинская и Халипов, 1982; Сивцева и др., 1983] показывают, что именно при таких и больших интенсивностях могут наблюдаться получаемые при наземных измерениях значения электронной концентрации ($\sim 10^5 \text{ см}^{-3}$) на полярной кромке провала. Результаты измерений вторгающихся частиц разных энергий по измерениям на «Ореол-3» (виток 2068) приведены на Рис.3.12, б, где светлой толстой стрелкой отмечено описанное выше положение ГДВ (очевидно, что рост интенсивности начиная с очень низкого уровня, наблюдаемого на средних

широтах и в провале, здесь начался примерно на 2° к югу от ГДВ). В нижней части рисунка приведены результаты измерений распределения электронной концентрации вдоль орбиты спутника в верхней F-области, показывающие существование узкого провала ионизации. На высоте пролета спутника (~ 570 км) на широте $\Lambda_0 \approx 57.2^\circ$ электронная концентрация в минимуме узкого провала составляет $\sim 10^3$ эл/см³, т. е. на два порядка ниже, чем в соседних областях.

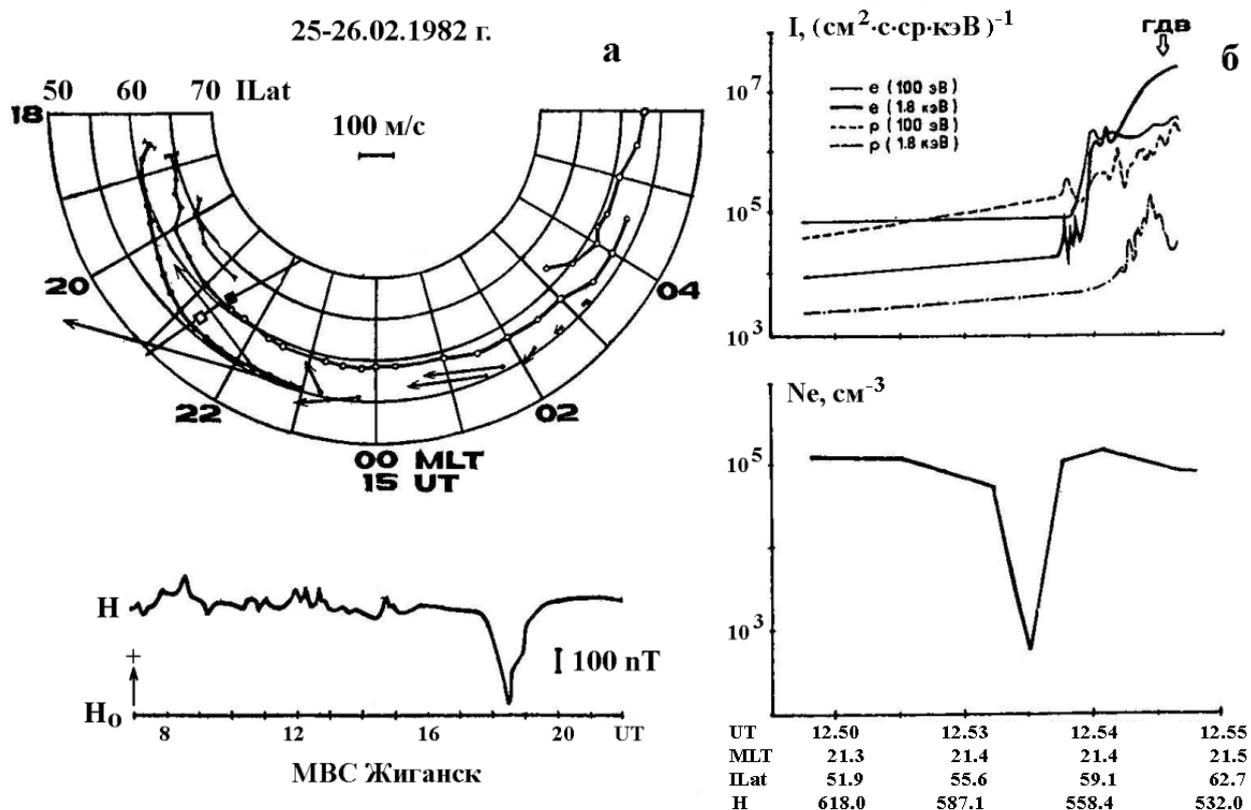


Рис.3.12. (а) Координированные измерения положения полярной стенки ГИП, узкого провала ионизации и дрейфа неоднородностей F-области наземными методами и на спутнике «Ореол-3». (б) Измерения интенсивности высыпания мягкоэнергичных частиц плазменного слоя и электронной концентрации на спутнике «Ореол-3»

Из рисунка 3.12 видно, что в пределах ошибок эксперимента ($\sim 1^\circ$) положение ГДВ и полярной кромки ГИП, а также местоположение узкого

провала ионизации, определенные по одновременным наземным и спутниковым данным, совпадают.

Измерения скоростей конвекции плазмы в области F методом D1 после 22.00 LT (Рис.3.12, а) показывают резкое возрастание модуля скорости дрейфа в западном направлении (вплоть до ~ 800 м/с). Такое резкое увеличение скорости дрейфа наблюдается именно в момент регистрации узкого провала ионизации в зените станции Якутск. В дальнейшем скорости дрейфа к западу принимают свои характерные величины для области главного провала (100-200 м/с [Сивцева и др., 1983]) после 23.00 LT, когда исчезают F3s-отражения, характерные для существования узкого провала вблизи зенита станции наблюдения. Анализ высотно-широтного распределения концентрации по данным ВЗ и ВНЗ Якутской меридиональной цепочки станций за этот день подтверждает, что после 23.00 LT узкий провал ионизации практически исчез, слившись с главным ионосферным провалом.

По результатам измерений, приведенных на Рис.3.12, б, также можно сделать вывод о том, что в области узкого провала ионизации ($\Lambda_0 \approx 57.2^\circ$) даже слабых высыпаний мягкоэнергичных частиц не наблюдается, а значительное высыпание частиц за ГДВ, формирующее полярную стенку ГИП, и даже более слабые высыпания к экватору от нее в данном случае регистрируются к полюсу от узкого провала.

Учитывая, что описанная выше модификация метода D1 заслуживает более детального разбора и что данные по скорости дрейфа в области поляризационного джета особенно важны для построения теории этого явления, представляется полезным привести здесь пример таких измерений, когда характерные особенности ионограмм ВЗ и ВНЗ на север и на юг вблизи узкого провала ионизации и соответственно вблизи поляризационного джета особенно наглядны и измерения по ним скорости дрейфа позволяют иллюстрировать отождествление узкого провала концентрации с областью быстрого дрейфа к западу.

Обсуждение полученных результатов. Комплексные измерения за 25.11.1982 г. еще раз подтвердили механизм формирования полярной стенки ГИП наличием сравнительно резкой границы высыпания малоэнергичных электронов на ГДВ [Сивцева и др., 1983; Халипов и др., 1977], а также показали хорошее пространственное совпадение положения узкого провала ионизации, измеренного со спутника «Ореол-3» в верхней F-области, и полученного по данным меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ для нижней F-области. Результаты этого координированного эксперимента (см. Рис.3.12 а, б), указывают на то, что узкий провал ионизации расположен к экватору от ГДВ и от полярной стенки ГИП и что в области узкого провала не регистрируется сколько-нибудь заметного высыпания как протонов, так и электронов с энергиями 0.1 и 1.8 кэВ. Наземные ионосферные данные также свидетельствуют об отсутствии высыпаний в области узкого провала ионизации, так как спорадические отражения от области Es типа r, характеризующие наличие высыпаний электронов с энергиями $\geq 1-10$ кэВ [Кукушкина, 1979; Пирог, 1982], наблюдаются к полюсу от поляризационного джета.

Известно, что метод пространственно-разнесенного приема с малой базой (метод D1), несмотря на серьезные методические трудности при интерпретации результатов наблюдений, обладает и некоторыми преимуществами (дешевизна и простота оборудования, возможность проведения длительных непрерывных наблюдений и т. д.) по сравнению с другими более прямыми методами измерения конвекции плазмы в области F (метод некогерентного рассеяния радиоволн, ракетные и спутниковые измерения). Так, например, имеются работы, подтверждающие достоверность результатов измерений скорости конвекции плазмы методом D1 как в субавроральной зоне [Сивцева и др., 1983; Galperin et al., 1986], так и на широтах полярной шапки [Strom et al., 1986]. Сопоставление данных по конвекции плазмы области F, полученные радаром некогерентного рассеяния радиоволн в Сондре-Стромфиорде (Гренландия), с результатами измерений

дрейфа мелкомасштабных неоднородностей на станции Гуз-Бей (Лабрадор) показало, что движение мелкомасштабных неоднородностей может быть использовано для трассирования линий конвекции [Ruohoniemi et al., 1987]. Такая возможность возникает, как отмечают авторы [Ruohoniemi et al., 1987], из-за малости фазовых скоростей мелкомасштабных неоднородностей по сравнению с обычными фоновыми скоростями конвекции плазмы на высотах области F. Таким образом, находит подтверждение и развитие линия на использование данных о дрейфе неоднородностей, получаемых по методу D1 для субавроральной ионосферы развивавшаяся в работах [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986] и др.

Рассмотренные в данной работе наблюдения скоростей дрейфа ионизации методом D1 в моменты возникновения поляризационного джета вблизи зенита станции показывают резкое увеличение скоростей конвекции к западу, что служит, на наш взгляд, еще одним доказательством достоверности и репрезентативности метода при исследованиях динамики субавроральной ионосферы. Таким образом, резюмируя вышесказанное, можно считать, что метод D1 дает, хотя и приближенные, но весьма полезные данные для изучения конвекции плазмы области F в высокоширотной ионосфере.

Результаты обсуждаемых экспериментов показали, что использование метода D1 позволяет проследить за временной динамикой вариаций скорости быстрых субавроральных ионных дрейфов. Как показали наши наблюдения (см. Рис.3.10, Рис.3.11 и Рис.3.12), поведение модуля скорости быстрого дрейфа ионов не остается постоянным в течение развития явления поляризационного джета (~1-3 час). Наши измерения также показали, что уменьшение скоростей дрейфа к западу до обычно наблюдаемых значений в области дна главного провала (100-200 м/с [Сивцева и др., 1983]) происходит в период слияния узкого провала с ГИП (см. Рис.3.12). Длительность существования явления быстрого субаврорального дрейфа по нашим измерениям составляет 2-3 часа, что совпадает с результатами наблюдений на

двух разнесенных радаров когерентного рассеяния радиоволн [Bourdillon, 1986].

Заклучение. Измерения методом пространственно-разнесенного приема радиосигналов D1 показали, что в области узкого провала резко возрастают скорости конвекции ионосферной плазмы (до $\sim 700\div 800$ м/с) к западу. По измерениям методом D1 также получены оценки характерного времени существования явления поляризационного джета - узкой полосы быстрого дрейфа к западу. Явление поляризационного джета имеет характерную длительность (при наблюдении на одном меридиане) $\sim 2-3$ часа, после чего узкий провал постепенно сливается с широкой полосой дрейфа в ГИП. Хотя одновременно растет и MLT, эта оценка существенно не искажена наложением долготного хода, так как одновременные измерения на других станциях, расположенных к востоку, показали сходные данные. Таким образом, возникновение полосы быстрого дрейфа в субавроральной области может быть одним из важных механизмов образования главного провала ионизации особенно, в околополуночном и послеполуночном секторах местного времени.

По координированным измерениям со спутником «Ореол-3» в одном, но типичном случае показано, что в области узкого провала даже слабых высыпаний мягкоэнергичных частиц (0.1 и 1.8 кэВ) не наблюдалось. На это также указывают наземные ионосферные данные, по которым установлено, что спорадические отражения от областей E ионосферы с частотой ≥ 1 МГц расположены в основном полярнее узкого провала.

Глава 4. Морфология и динамика быстрых субавроральных ионных дрейфов

4.1. Характеристики и параметры поляризационного джета по наземным ионосферным данным

Экспериментальные исследования быстрых субавроральных ионных дрейфов или узких провалов ионизации наземными методами сопряжены с определенными трудностями, такими как сложность интерпретации получаемых «аномальных» ионограмм, отсутствие единой и общепринятой методики их обработки, а также малочисленностью субавроральных ионосферных станций. Одним из важных моментов в исследовании морфологии быстрых субавроральных ионных дрейфов являются разработка, выбор методики обработки ионосферных данных и их представление в приемлемой форме, доступной для эффективного использования в ходе комплексных ионосферно-магнитосферных экспериментов с использованием спутниковых измерений.

Анализ ионограмм, полученных в моменты развития поляризационного джета вблизи зенита станции наблюдения, показал, что в эти периоды происходит резкое уменьшение (на 3 и более МГц) критической частоты F2 за короткий интервал времени: 2-3 сеанса зондирования с 15-минутным интервалом (см. Главу 3).

В этой подглаве рассматриваются многолетние ионосферные материалы, полученные на Якутской меридиональной цепочке ионосферных станций. Цепочка расположена вдоль восточной долготы $\sim 130^\circ$ на L-параметрах от 3.0 до 6.0 и состоит из трех основных пунктов — Тикси, Жиганск, Якутск. Она долгие годы представляла собой систему из трех однотипных, разнесенных примерно на 600 км вдоль магнитного меридиана совмещенных ионозондов вертикального и возвратно-наклонного радиозондирования ионосферы. Во время экспедиционных работ в 1968–1969 и 1973–1974 гг. измерения

параметров ионосферы проводились также в Батагае (см. Таблицу 5). Широтное положение всех этих станций охватывает почти всю высокоширотную область ионосферы и дает возможность непрерывно следить за структурой и динамикой основных образований в авроральной и субавроральной ионосфере. Ионосферные станции Якутск (с ноября 2002 по август 2017 г.) и Жиганск (с ноября 2003 г.) были оснащены цифровыми ионозондами DPS-4 [UMass Lowell Space Science Lab [Электронный ресурс]].

Таблица 5.

Станция	Географические координаты (широта, долгота)	L-параметр	Инвариантная широта, град
Тикси	71.6, 128.9	5.61	65.1
Батагай	68.0, 133.7	4.3	61.1
Жиганск	66.8, 123.4	4.06	60.4
Якутск	62.0, 129.6	3.05	56.0

Основным ионосферным признаком возникновения или развития ПД вблизи зенита станции наблюдения является дополнительный след отражений на ионограмме вертикального зондирования, который классифицируется как F_{3s}-отражение [Шульгина, 1974]. Этот признак или «автограф» ПД, установленный по одновременным спутниковым и наземным наблюдениям, подробно описан в работах [Решетников и др., 1987; Гальперин и др., 1990; Степанов и др., 2017]. Такие спорадические следы расположены на большей дальности, чем следы от регулярного слоя F2 и имеют меньшие критические частоты, чем частота регулярного фонового слоя F2 (см. нп., Рис.1.11 и Рис.3.4 настоящей диссертации). В моменты развития ПД могут дополнительно наблюдаться кратковременные частичное или полное поглощения радиоволн;

нередко явлению ПД сопутствуют авроральные спорадические слои E_{sr} и E_{sa} . Часто возникновение ПД сопровождается развитием лакуны, которая характеризуется исчезновением отражений в некоторой полосе частот на ионограмме, при этом практически не наблюдается возрастание поглощения. После появлений на ионограммах дополнительных спорадических следов отражений, критические частоты фонового слоя F2 в большинстве случаев начинают резко уменьшаться, т. е. в течение 15–45 мин после регистрации дополнительных следов критические частоты резко снижаются на 2–4 МГц и более или наблюдается срыв критической частоты (СКЧ) слоя. Такое падение критической частоты фонового F-слоя четко выделяется на f-графиках суточного хода частоты. Далее, в большинстве случаев на ионограммах проявляются условия А (экранировка слоя F нижележащим слоем) или В (полное поглощение радиоволн), которые вместе с основными параметрами ионосферы фиксируются на так называемых суточных f-графиках [Руководство URSI..., 1977]. Таким образом, СКЧ четко проявляется при стандартной обработке ионосферных данных и в нашей работе представляет один из основных критериев отбора события. Примеры суточных вариаций со срывами критических частот слоя F2, взятые по f-графикам станций, приведены на Рис.4.1.

Следовательно, отбор данных о присутствии или возникновении ПД вблизи или над станцией наблюдения в 14:00–24:00 MLT проводился по наличию СКЧ на суточных f-графиках ионосферных станций, что существенно ускоряет выборку данных. Отметим, что мы пользовались только теми данными, которые были уже обработаны по стандартной методике и хранились в библиотечном архиве данных Института. При выборе события фиксировались название станции, год, месяц, дата и местное время начала СКЧ F-слоя. Следует отметить, что атмосферно-ионосферные взаимодействия в виде отрицательных ионосферных возмущений в нашей работе не учитываются, так как мы считаем, что проявления СКЧ скоротечны и вызваны геофизическими факторами во время магнитных бурь и суббурь.

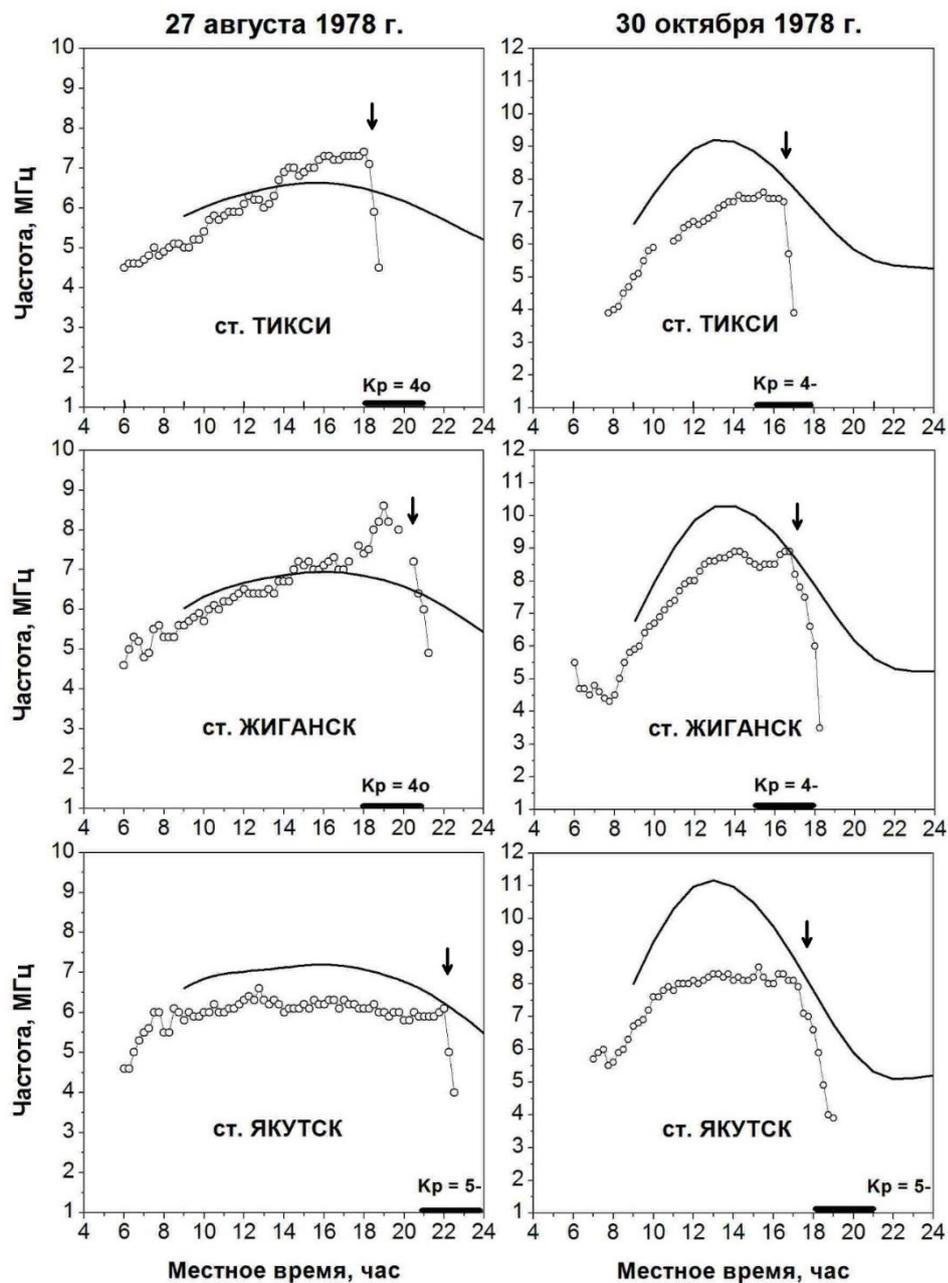


Рис.4.1. Срывы критических частот (СКЧ) f_oF2 по измерениям на меридиональной цепочке ионосферных станций Тикси—Жиганск—Якутск 27 августа и 30 октября 1978 г. Моменты СКЧ указаны стрелками. Светлые кружки — ход критической частоты, кривые — результаты расчета f_oF2 соответствующей станции с использованием международной справочной модели ионосферы IRI-2016, стрелки — моменты резких СКЧ.

По ионосферной станции Якутск были просмотрены и проанализированы ионосферные данные с 1955 по 2015 гг. (в совокупности около 60 лет или 594 обработанных месяца) [Степанов и др., 2019а]. Отобрано для анализа 744 события СКЧ или признаков ПД. По ст. Батагай проанализированы данные за 1968–1969 и 1973–1974 гг. (в совокупности около 27 месяцев данных). Из них для анализа отобрано 56 событий СКЧ. По ст. Жиганск проанализированы данные за 1976–1979 и 1984 гг. (в совокупности около 54 месяцев данных). Отобрано для анализа 116 событий СКЧ. По ст. Тикси просмотрены и проанализированы данные за 1965–1972, 1976–1982 и 1985–1994 гг. (в совокупности 231 месяц). Найдено для анализа 631 событие СКЧ.

Общее количество найденных событий СКЧ по данным ионосферных станций Якутской меридиональной цепочки составило 1547 событий. Отметим, что периоды отсутствия ионосферных данных в обработанных рядах несущественны и объясняются в большинстве случаев поломкой или ремонтом станции зондирования, а также профилактическими или иными работами в зданиях ионосферных станций. Отсутствие ионосферных данных может быть обусловлено также геофизическими факторами, влияющими на экранировку отражений и поглощение радиоволн на высокоширотных станциях.

Анализ результатов наземных измерений. Одним из основных вопросов для любого массива геофизических данных является вопрос о частоте (вероятности) наблюдения рассматриваемого явления в зависимости от геомагнитной обстановки, местоположения станции наблюдения, местного времени и т. п. После нормализации полученных данных, так как количество найденных и проанализированных событий СКЧ значительно различается по станциям, стало заметно, что частота регистрации СКЧ растет от низких широт к высоким, т. е. вероятность наблюдения признаков ПД на ст. Тикси выше, чем на ст. Жиганск—Батагай (данные станций объединены в один массив данных из-за близкого широтного расположения) и ст. Якутск. Также стало заметно, что средние значения индекса K_p , при которых наиболее часто

регистрируются СКЧ на станциях наблюдения, увеличиваются при смещении к низким широтам. На Рис.4.2 приведены общее и раздельное по станциям количества наблюдений СКЧ по месяцам года. Видно, что вероятность наблюдений срывов выше в равноденственные месяцы (март–апрель, сентябрь–октябрь) и существенно ниже в летние и зимние месяцы года.

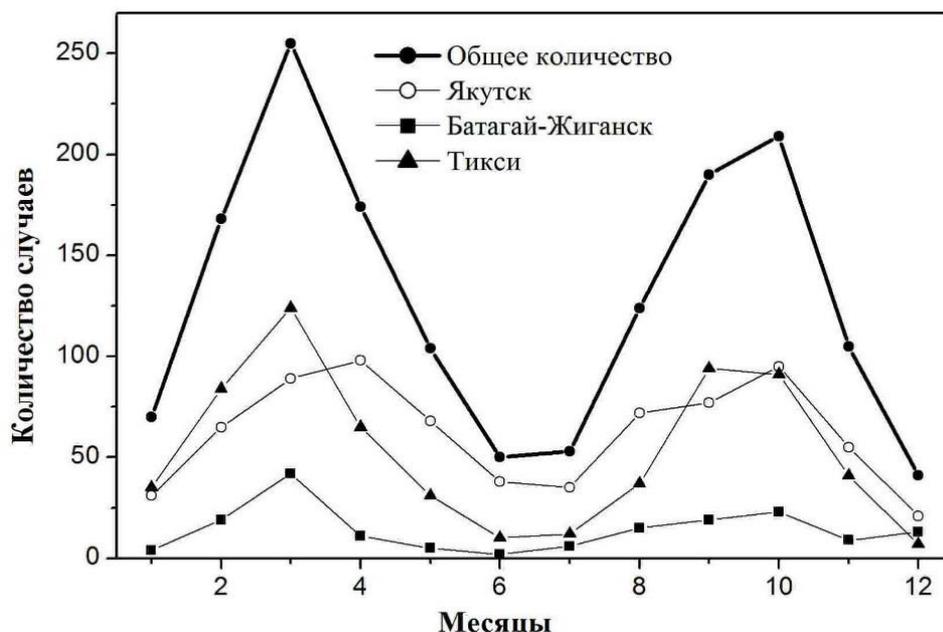


Рис.4.2. Сезонный ход наблюдений СКЧ по ионосферным данным.

На Рис.4.3 слева в полярных координатах показана интенсивность вероятности появления СКЧ в зависимости от местного времени и инвариантной широты, а справа — интенсивность распределения СКЧ в зависимости от уровня геомагнитной возмущенности и инвариантной широты. Видно, что СКЧ по наземным ионосферным данным в основном регистрируются в ранние вечерние часы (17–19 MLT). С увеличением геомагнитной активности пик интенсивности наблюдений СКЧ смещается от высоких к низким инвариантным широтам.

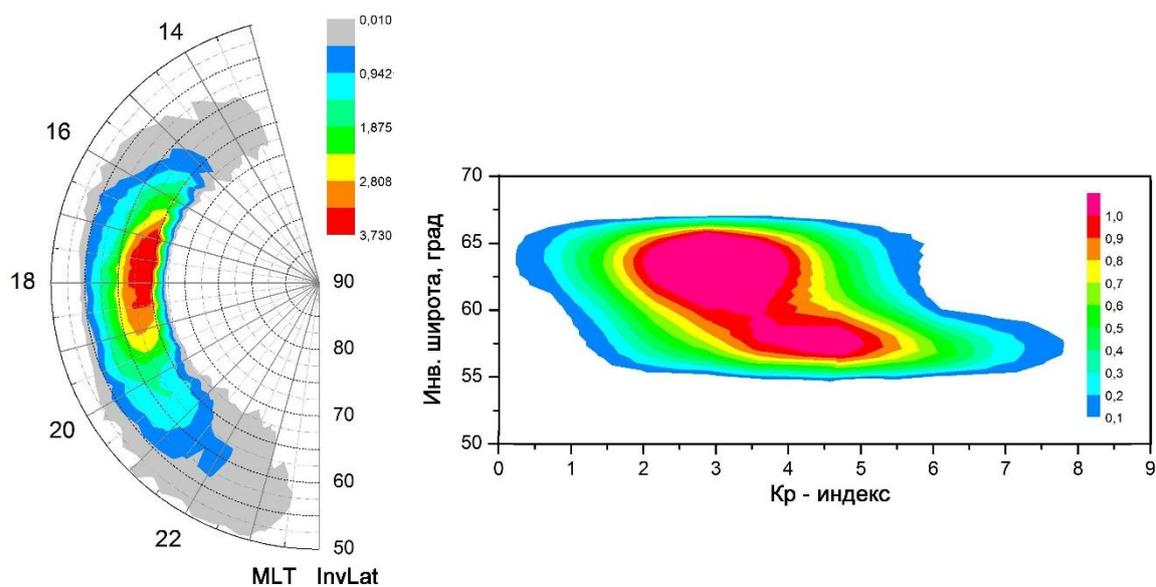


Рис.4.3. Интенсивность вероятности появления СКЧ (слева) и распределения СКЧ от уровня геомагнитной возмущенности (справа).

Таким образом, показано, что наблюдаемые на f -графиках срывы критических частот (за период с 1955 по 2015 гг.) являются ионосферным признаком развития быстрых субавроральных ионных дрейфов к западу, удобным для оперативного анализа архивных данных наземных ионосферных станций.

4.2. Сопоставление рядов многолетних данных с Земли и со спутников DMSP

По многолетним спутниковым данным в работе [He et al., 2014], впервые были исследованы солнечно-циклические, сезонные и суточные вариации SAID. Наблюдения велись со спутников DMSP F8–F18 в течение 1987–2012 гг. Спутники DMSP работали на солнечно-синхронных орбитах на высоте ~800 км с наклонениями ~99° и орбитальными периодами около 100 мин. В своем исследовании авторы используют термин SAID. Критерии определения SAID по спутниковым данным были следующие:

- пик горизонтальной скорости превышает 1000 м/с;
- ширина менее 4°;
- событие расположено экваториальнее авроральной зоны в вечернем и полуночном секторах;
- полярная кромка западных ионных дрейфов совпадает или примыкает к экваториальной границе потоков высыпающихся электронов.

Используя эти критерии, авторы работы обнаружили 18226 событий SAID за 26 лет работы по программе DMSP, что составляет на данный момент самую крупную базу спутниковых данных по ПД/SAID.

Наиболее важным результатом сопоставления наземных [Степанов и др., 2019а] и спутниковых [He et al., 2014] измерений является то, что сезонные вариации частоты регистраций SAID и регистраций СКЧ близко совпадают, показывая максимумы в равноденственные месяцы года и минимумы в зимние и летние месяцы [Russell and McPherron, 1973]. Такой результат, показанный на Рис.4.4, а, однозначно указывает на то, что и наземные, и спутниковые методы измерений регистрируют одно и то же явление вблизи границы плазмопаузы, которое проецируется вдоль силовых линий на субавроральные широты. На Рис.4.4, б приведено нормализованное распределение вероятности появления SAID (ступенчатая диаграмма), которое дает максимум его регистрации примерно в 21:15 MLT. Временной интервал наблюдения растянут с 16:00 до 02:00 MLT. Усредненные наземные измерения СКЧ

(штриховая линия) при временном интервале от 14:00 до 01:00 MLT дают максимум регистрации СКЧ примерно в 17:30 MLT, что почти на 4 ч раньше, чем дают спутниковые наблюдения. Такое большое расхождение по времени породило много вопросов о механизмах и факторах возникновения и развития ПД, SAID и SAPS, подразумевая, что есть другие факторы, влияющие именно на локализацию и местное магнитное время быстрых субавроральных потоков ионосферной плазмы.

В работе [He et al., 2017] по данным спутников DMSP приведены результаты исследования SAPS во время интенсивных бурь — intense storms, ISs (рассмотрено 37 событий) и суббурь спокойного времени — quiet time substorms, QSs (рассмотрено 30 событий). К IS авторы относят бури, которые имеют минимальные значения $Dst < -100$ нТл; к QS относят суббури, которые имеют максимальное значение $AE > 500$ нТл и максимальное абсолютное значение $Dst < 10$ нТл в течение всего дня. В работе анализируются также данные межпланетного магнитного поля, динамического давления солнечного ветра, вариации Dst и AE -индексов. Показано, что характеристики и параметры SAPS различны во время развития интенсивных бурь и суббурь спокойного времени. Одним из существенных отличий является время появления SAPS — при сильно возмущенных условиях время регистрации SAPS сдвигается в ранние вечерние часы (к 17–19 MLT). На Рис.4.5 на верхней панели показано нормализованное время частоты появления SAPS в период ISs (наружная левая ось ординат) и местное магнитное время наблюдения СКЧ по наземным ионосферным данным (точки, соединенные линией и количество событий на левой оси ординат с внутренней стороны).

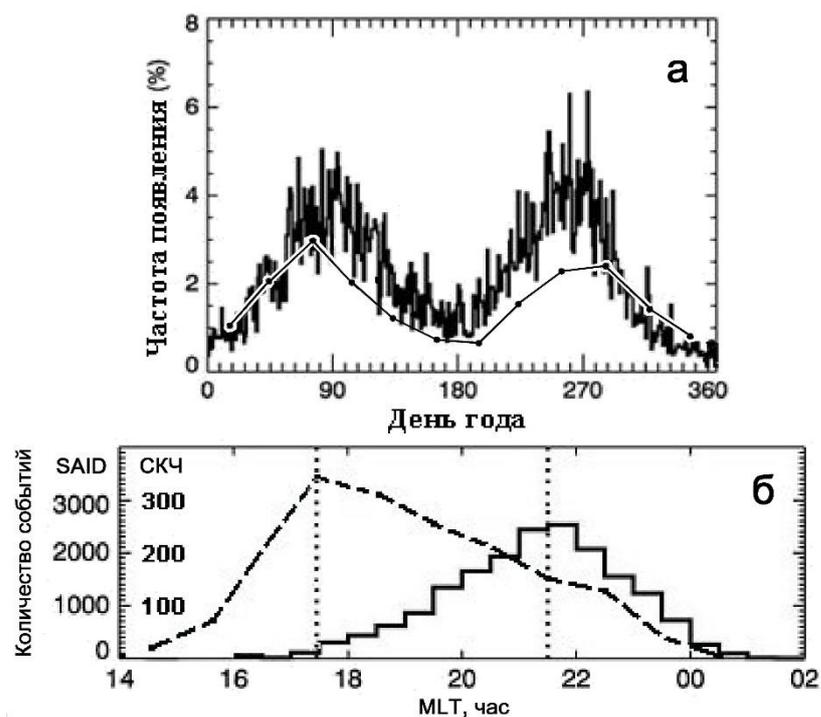


Рис.4.4. Сопоставление наземных и спутниковых данных: а — сезонный ход частоты регистрации срывов по наземным данным (черные точки) и частоты появления SAID; б — время регистраций срывов частоты (пунктирная линия) и SAID по данным DMSP.

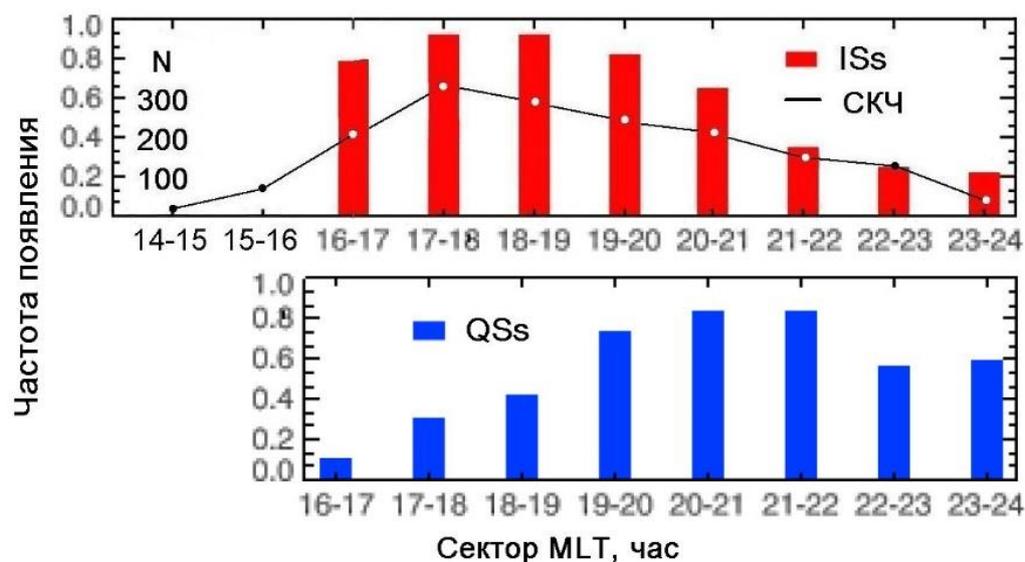


Рис.4.5. Местное магнитное время наблюдения срывов критической частоты по наземным данным (точки) и нормализованное появление SAPS во

время интенсивных бурь по данным спутников DMSP (столбики).

На нижней панели — нормализованное время частоты появления SAPS в период QSs. Видно, что ход наземных данных времени регистрации СКЧ близко совпадает с ходом времени появления SAPS по спутниковым данным в период интенсивных бурь. Следовательно, можно заключить, что большинство наблюдаемых СКЧ по наземным данным относятся к IS, как они были определены в работе [He et al., 2017].

Таким образом, на основе анализа большого массива наземных ионосферных данных и сопоставления их со спутниковыми материалами можно сделать следующие выводы:

- сезонный ход частоты появления SAID по спутниковым данным и сезонный ход частоты появления СКЧ по наземным измерениям обнаруживают одинаковые вариации: максимумы в равноденственные месяцы года и минимумы в летние и зимние месяцы года. Это качественно подтверждает, что и спутниковые, и предложенный наземный методы измерений регистрируют одно и то же явление на приграничных областях плазмосферы — возникновение и развитие электрических полей магнитосферного происхождения;

- показано, что местное магнитное время регистрации СКЧ по наземным данным близко совпадает со временем регистрации SAPS по спутниковым данным во время интенсивных бурь. Следовательно, большинство наблюдаемых СКЧ по наземным данным относятся к периодам развития интенсивных бурь как они были определены в работе [He et al., 2017].

4.3. Наблюдения поляризационного джета на долготно-разнесенных станциях

В данной подглаве диссертации анализируются данные по регистрации поляризационного джета (ПД) на долготно-разнесенных ионосферных станциях Якутск ($\lambda = 130^\circ\text{E}$, $L = 3.0$, $\text{MLT} = \text{UT} + 9^{\text{h}}$) и Подкаменная Тунгуска ($\lambda = 90^\circ\text{E}$, $L = 3.0$, $\text{MLT} = \text{UT} + 7^{\text{h}}$) с вариациями АЕ-индекса с минутным разрешением, полученным из Мирового Центра Данных в Киото (<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). Также рассмотрена динамика развития поляризационного джета при суббуревых возмущениях.

Анализировались ионосферные данные станций Якутск и Подкаменная Тунгуска за период 1989 - 1992 гг. За этот период найдено около 200 случаев регистрации ПД на широте Якутска и также около 200 случаев регистрации ПД на станции Подкаменная Тунгуска. Известно, что развитие ПД на широтах с $L = 3$ происходит для значений АЕ-индекса ≥ 500 нТ, поэтому моменты регистрации ПД на ионограммах вертикального зондирования сопоставлялись с моментами суббуревых возмущений с уровнем АЕ ~ 500 нТ и более [Решетников и др., 1987]. При этом отбирались события, когда появлению ПД предшествовала не более чем одна суббуревая активизация в предшествующий интервал времени длительностью не менее, чем 5 ч. Статистические зависимости событий ПД для Якутска и Подкаменной Тунгуски (подобраны только те события, которые регистрировались в один и тот же день на обеих станциях – 176 событий) приведены на Рис.4.6. Видно, что наблюдение ПД на пространственно-разнесенных ионосферных станциях довольно схожи: поляризационный джет, главным образом, регистрируется при средне-возмущенных условиях ($K_p = 3-5$); местные времена наблюдения приходятся в основном на вечерние часы, с пиком в 20.00 – 22.00 часа; и около 70-80% событий лежат в интервале от 0 до 180 мин после регистрации суббури по АЕ-индексу.

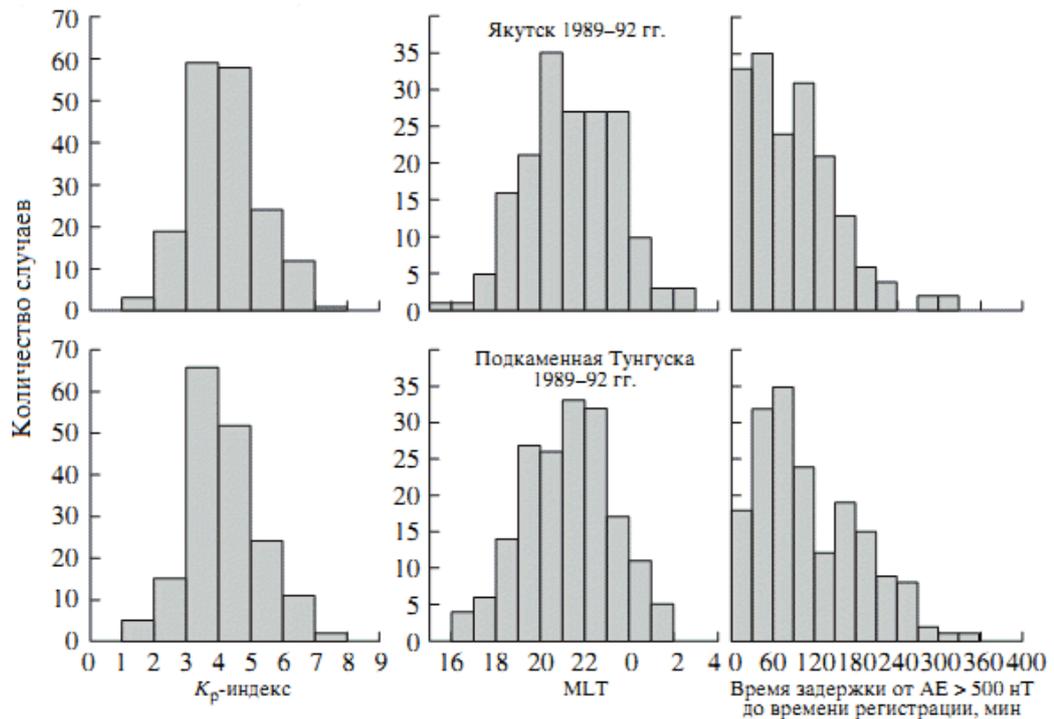


Рис.4.6. Регистрация поляризационного джета на станциях Якутск и Подкаменная Тунгуска за 1989 – 92 гг. в зависимости от индекса Kp, местного магнитного времени и времени задержки от начала суббури (верхний ряд – Якутск; нижний ряд – Подкаменная Тунгуска).

На Рис.4.7 приведен сезонный ход регистрации поляризационного джета за рассматриваемый период. Заметно, что вероятность появления ПД высока в равноденственные месяцы, сравнительно низка в зимние и отсутствует в летние месяцы. Отметим, что здесь учтены только те события, которые наблюдались и в Якутске, и в Подкаменной Тунгуске в один и тот же день.

Взаимосвязь между временем начала суббури и появлением ПД над станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска для событий, когда время задержки регистрации ПД от вспышки АЕ не превышает 180 минут, показана на Рис.4.8. Коэффициент корреляции между началом суббури и появлением ПД для Якутска составляет 0.95, а для Подкаменной Тунгуски 0.91. Штриховая линия на этих рисунках отмечает нулевую задержку между рассматриваемыми явлениями. Сравнение хода линейной аппроксимации

массива точек с линией нулевой задержки показывает возрастание средней задержки регистрации ПД в более ранние часы местного времени. Эта средняя величина запаздывания согласуется с результатом, полученным по измерениям со спутника DE-2 [Anderson et al., 1993]. Однако, как видно из приведенных результатов наземных измерений, некоторая часть событий, относящихся к околополуночному сектору, соответствует появлению ПД в ходе взрывной фазы суббури.

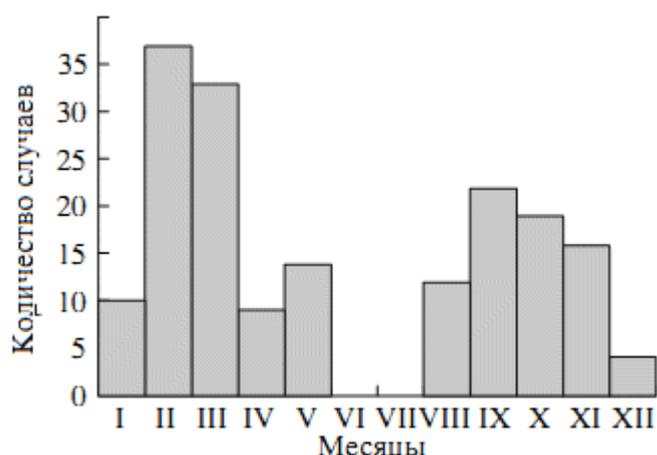


Рис.4.7. Сезонный ход регистрации поляризационного джета на станциях Якутск и Подкаменная Тунгуска за 1989 – 92 гг. Общее количество событий равно 176.

При изолированных магнитных возмущениях с $AE > 500$ нТ в интервале 11.00 UT – 16.00 UT полоса ПД перекрывает сектор 3 часа MLT между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска. Следовательно, при изолированных возмущениях станции наблюдения должны регистрировать одно и то же явление, т.е. поляризационный джет, вызванный этой активизацией возмущения. На Рис.4.9 приведена гистограмма распределения случаев запаздывания регистрации ПД между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска, а на Рис.4.10 - примеры изолированных магнитных суббурь, определенные по индексу AE. Сопоставление времен регистраций

поляризационного джета на этих ионосферных станциях проводилось по реперному времени – момента регистрации ПД на ст. Якутск. Временной шаг распределения 15 мин, а количество событий $N = 31$. Как видно из рисунка время начала ПД на ст. Подкаменная Тунгуска запаздывает в среднем примерно на один час по сравнению с моментом начала ПД на ст. Якутск, что определяется скоростью перемещения источника с востока на запад. Расстояние между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска по дуге большого круга составляет примерно 2110 км. Среднее время задержки регистрации поляризационного джета между станциями – приблизительно 60 мин (см. Рис.4.9). Таким образом, средняя скорость джета на уровне ионосферы составляет около 590 м/с. Хотя сезонный ход поляризационного джета и показывает почти полное отсутствие событий в летнее время, тем не менее во время сильных суббурь критические частоты слоя F2 резко падают и наблюдаются слабо выраженные эффекты ПД. Перемещение источника ПД к западу соответствует скорости центробежного и градиентного дрейфа ионов с энергией ~ 20 кэВ во внутренней магнитосфере.

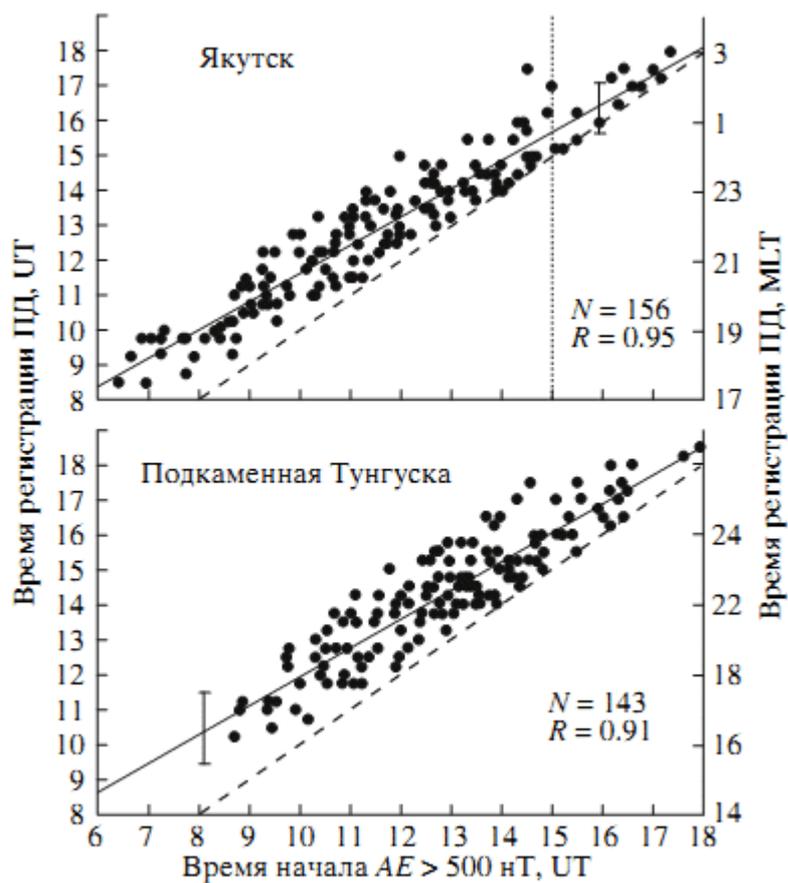


Рис.4.8. Зависимость времени появления поляризационного джета на ст. Якутск и Подкаменная Тунгуска от времени начала суббури ($AE \geq 500$ нТ). Длительность задержки не превышает 3 часа. Штриховая линия означает отсутствие задержки.

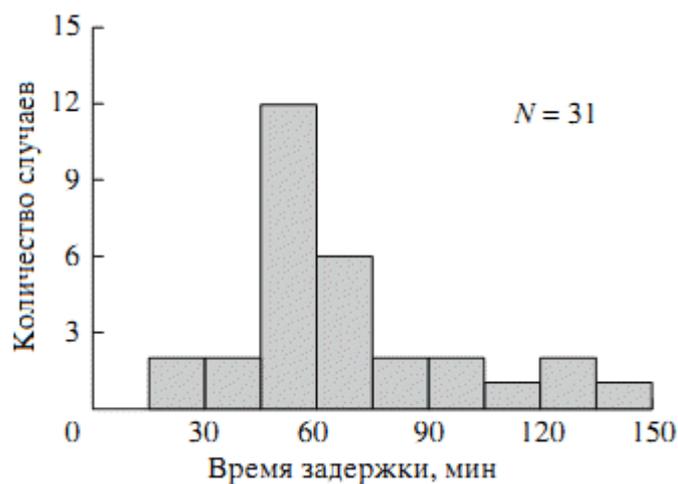


Рис.4.9. Распределение времени запаздывания регистрации ПД между Якутском и Подкаменной Тунгуской. Отобраны случаи изолированных суббурь.

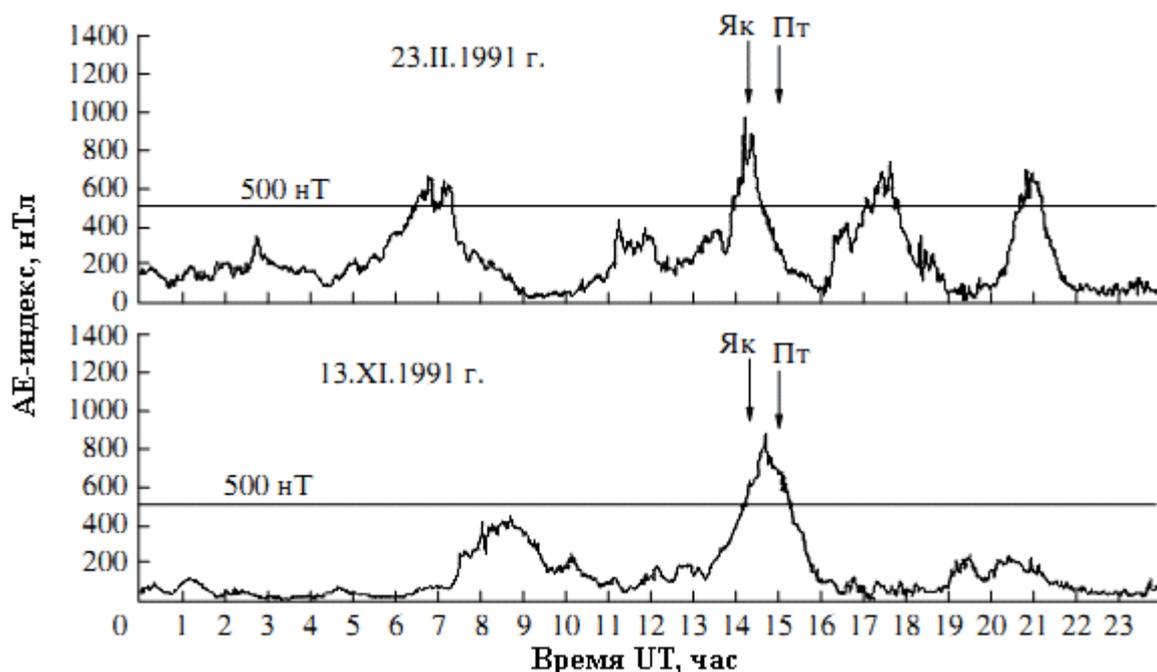


Рис.4.10. Примеры изолированных суббурь 23 февраля и 13 ноября 1991 г. Стрелками отмечены моменты регистрации поляризационного джета на станциях Якутск (Як) и Подкаменная Тунгуска (ПТ).

Остановимся подробно на рассмотрении события 21.02.1992 г. ($K_p = 7+$ при UT = 06.00–09.00). При пролете спутника DMSP-F11 вблизи меридиана станции Якутск в южном и северном полушариях полоса поляризационного дрейфа хорошо прослеживается на субавроральных широтах (Рис.4.11). Более точные значения положения ПД при измерении над станцией Якутск таковы: в момент 07.03.40 UT (16.03.40 LT) плавный подъем скорости дрейфа со стороны экватора ступенькой возрос до 1 км/с. Этой точке соответствует инвариантная широта $\sim 55.0^\circ$, долгота 132° и 15.7 MLT. В южном полушарии полоса поляризационного дрейфа располагается на 2 градуса южнее. Соответствующие ионограммы ст. Якутск приведены на Рис.4.12. В 14.45 LT

ионосфера спокойная, критические частоты области F составляют около 12 МГц. С 15.00 начинается возмущение и в 16.15 наблюдается след отражения в диапазоне частот 3-6 МГц от области с пониженной электронной плотностью в полосе ПД, то есть за временной интервал в сорок пять минут электронная плотность на высотах максимума слоя уменьшилась в три раза. Электронная концентрация остается пониженной и при пролете спутника в 16.00 LT (07.00 UT). Ионограммы, подобные приведенным на Рис.4.12, неоднократно сопоставлялись с измерениям DMSP полосы поляризационного джета в других событиях. Они показывают хорошее соответствие спутниковых и наземных измерений ПД и были использованы для его определения. Параметры ионосферы за этот день приведены на Рис.4.13, где видно резкое падение критической частоты («срыв») после регистрации поляризационного джета над станцией.

Обсуждение полученных результатов и заключение. Измерения поляризационного джета на пространственно-разнесенных по долготе ионосферных станциях должны давать информацию о пространственной конфигурации ПД. Исследования, проведенные в [Решетников и др., 1987; Гальперин и др., 1990] по данным станций Якутской меридиональной цепочки ($L = 3 \div 6$) определено широтное смещение ПД. В этих работах был проведен анализ критических частот слоя F ионосферы (f-графиков) субавроральных ионосферных станций разнесенных по долготе от М. Шмидта до Мурманска, при этом за появление ПД над станцией наблюдения принимались резкие «срывы» критических частот. Было показано, что возможны два сценария развития поляризационного джета: а – источник ПД ограничен протяженностью в несколько часов по местному времени и развивается вдоль дуги, западная часть которой расположена при большей широте, чем восточная. По мере вращения Земли станции наблюдения, расположенные на разных геомагнитных широтах, подплывают под этот источник; б - «срывы» частоты одновременно регистрируются на далеко разнесенных станциях вдоль одной и той же L-оболочки, т.е. имеют большую долготную

протяженность вдоль фиксированной магнитной параллели. Таким образом, поляризационный джет имеет две пространственные конфигурации: «спиралевидную» и «круговую», хотя, вероятнее, последняя является просто частным случаем первой, когда источник ПД расположен вдоль одной магнитной широты. Данные станций Якутск и Подкаменная Тунгуска, расположенные вдоль одной L-оболочки, подтверждают это предположение. Из всего массива проанализированных данных, когда ПД наблюдался на обеих станциях в один и тот же день, только примерно 20% событий имеют задержку менее 1 часа, т.е. ПД имел квази-круговую конфигурацию. Такая конфигурация тесно связана с развитием магнитосферной суббури на меридиане станции Якутск.

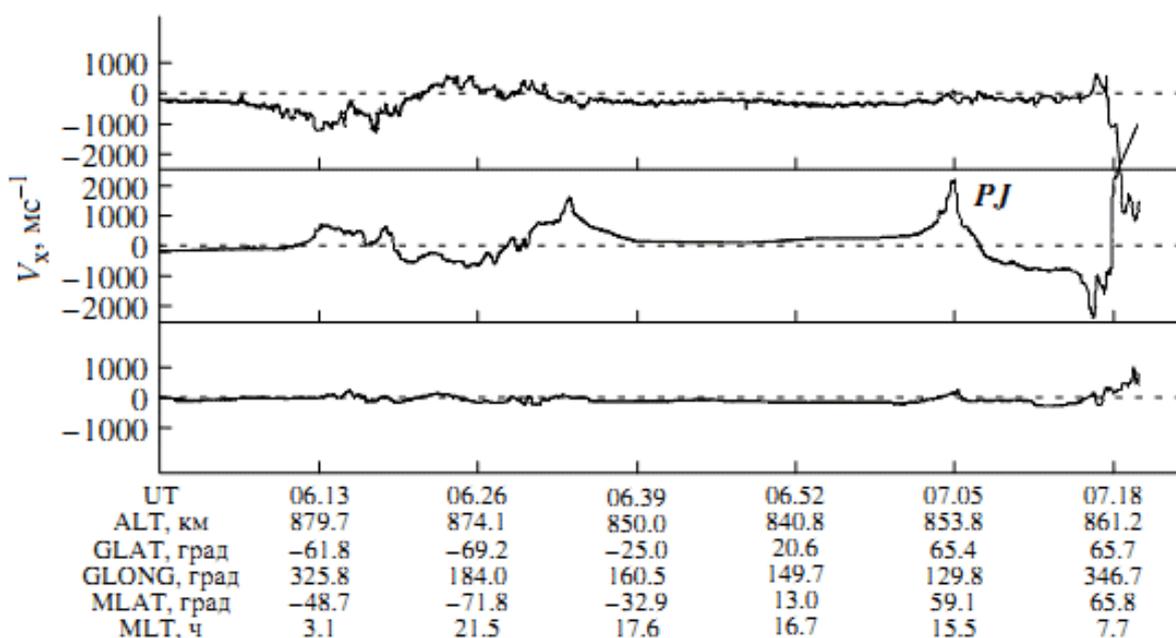


Рис.4.11. Измерения скоростей ионосферной плазмы со спутника DMSP F11 21 февраля 1992 г.

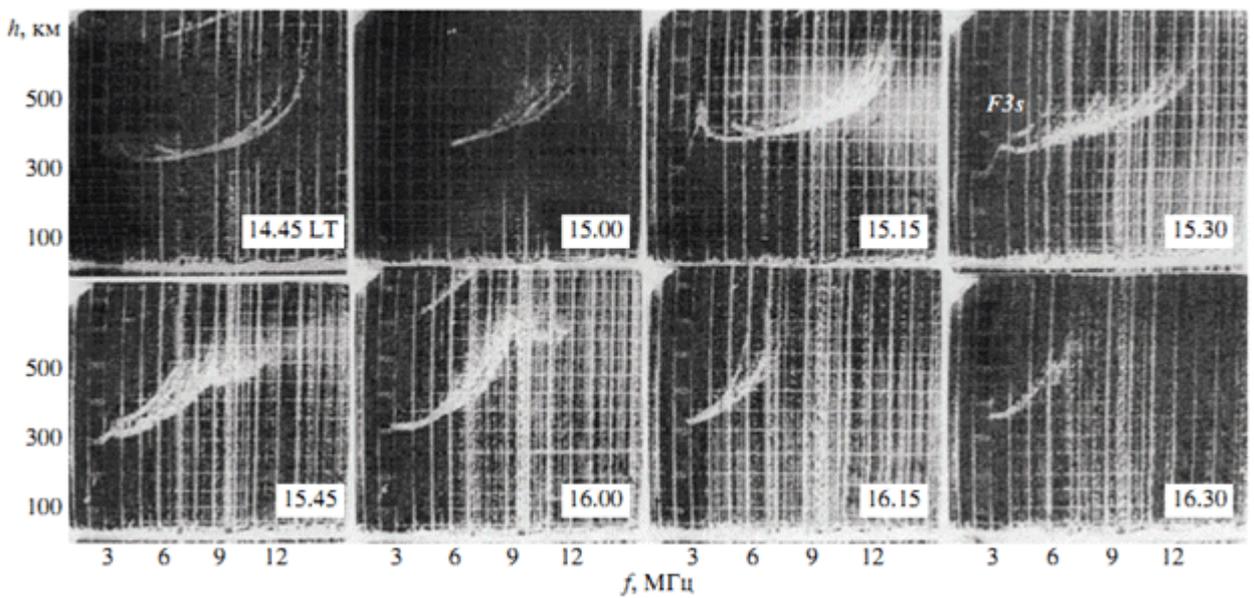


Рис.4.12. Последовательность ионограмм ст. Якутск за 21 февраля 1992 г. На ионограмме от 15.30 LT отмечен характерный след F3s, возникающий при развитии поляризационного джета.

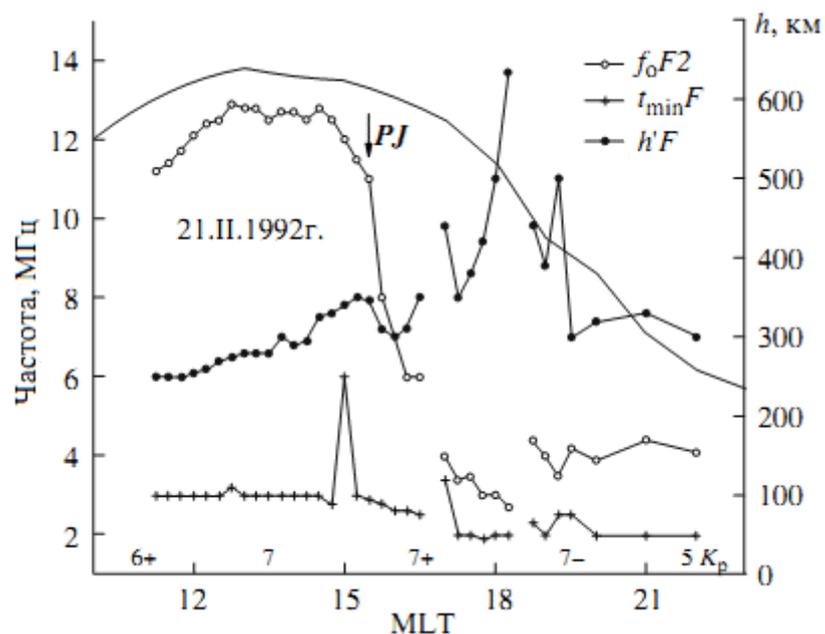


Рис.4.13. Параметры ионосферы над Якутском за 21 февраля 1992 г. ($\Sigma K_p=40.3$). Стрелкой указано время начала регистрации поляризационного джета. Сплошной линией приведен ход F2 за спокойный день 16 февраля 1992 г. - $\Sigma K_p=8.7$.

Представленные нами случаи наблюдений (Рис.4.8) также показывают, что запаздывание в появлении ПД относительно вспышки АЕ-индекса минимально для суббуревых событий вблизи местной магнитной полуночи. При этом во многих случаях эти события приходятся на фазу взрыва суббури. Среднее время начала поляризационного джета на ст. Подкаменная Тунгуска, во время изолированных суббурь, определяемых по индексу АЕ, запаздывает примерно на один час по сравнению с моментом начала ПД на ст. Якутск, что определяется скоростью перемещения источника с востока на запад.

4.4. Результаты синхронных измерений инжекции энергичных ионов со спутника AMPTE/CSE и регистрации поляризационного джета на сети ионосферных станций

В ходе взрывной фазы суббури или одной из последующих активизаций происходит инжекция энергичных электронов и ионов и их высыпание в атмосферу. Чем выше магнитная активность, тем ближе к Земле сдвигается область инъекций. В работе [McIlwain, 1972] была разработана модель конвекции во внутренней магнитосфере для средне-возмущённого времени ($K_p=3-5$), где в качестве модели источника частиц была предложена модель «границы инъекции», построенная автором на основе наблюдений спектров протонов и электронов во время инъекций в ночной магнитосфере по данным спутника ATS-5. Согласно этой модели частицы во время вспышки суббури инжектируются во внутреннюю магнитосферу за короткое время (порядка 5 минут), заполняя область магнитосферы от некой эмпирически определённой резкой границы в хвостовую часть магнитосферы. Далее движение частиц во внутренней магнитосфере определяется дрейфом в стационарных магнитном и электрическом полях.

Один из возможных механизмов возникновения поляризационного джета связан с инжекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу при вспышке суббури [Southwood and Wolf, 1978]. Для проверки этого предположения в работах [Khalipov et al., 2002; Бондарь и др., 2003; Khalipov et al., 2003] были обработаны и проанализированы данные измерений инжекции энергичных ионов со спутника AMPTE/CSE (Active Magnetospheric Particle Tracer Explorers/Charge Composition Explorer) за 1984-1988 годы и синхронные наземные измерения поляризационного джета по данным нескольких наземных станций (Якутск, Магадан, Салехард, Подкаменная Тунгуска, Архангельск). Было найдено 187 случаев регистрации положения экваториальной границы инъекции энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу, из них 67 – одновременно с наблюдениями поляризационного

джета по наземным данным. Наиболее подходящие для сопоставлений случаи представлены в Таблице 6.

Таблица 6

Положение экваториальной границы инъекции энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу по наблюдениям со спутника AMPTE/CSE во время регистрации поляризационного джета наземными ионозондами

Дата	Время регистрации инъекции энергичных ионов со спутника				Время регистрации поляризационного джета по наземным данным			
	UT	LT	L	Описание случая	Станция наблюдения	UT	LT	L
04.09.1984	13.00	18.30	3.4	Nose event	Якутск	13.15	22.15	3.0
19.09.1984	13.00	17.20	3.4	Nose event	Магадан	11.15	21.15	2.9
					Подк.Тунгуска	12.15	18.15	3.0
					Архангельск	13.00	16.00	4.0
23.09.1984	11.00	17.40	3.0	Nose event	Якутск	09.15	18.15	3.0
					Салехард	10.30	14.30	4.0
					Подк.Тунгуска	11.30	17.30	3.0
14.09.1985	14.00	22.70	3.4	Injection boundary	Якутск	14.00	23.00	3.0
29.08.1986	15.00	20.00	3.2	Nose event	Якутск	14.30	23.30	3.0

01.09.1987	12.00	01.40	3.3	Injection boundary	Якутск	12.30	21.30	3.0
10.09.1987	15.00	06.60	2.9	Injection boundary	Якутск	14.15	23.15	3.0
16.09.1987	12.20	18.00	3.4	Injection boundary	Якутск	13.00	22.00	3.0
25.09.1987	15.00	23.20	2.9	Injection boundary	Подк.Тунгуска	15.30	21.30	3.0
29.09.1987	13.00	23.20	3.0	Injection boundary	Якутск	12.00	21.00	3.0
03.10.1987	11.15	23.30	3.2	Injection boundary	Якутск	12.15	21.15	3.0
14.10.1987	13.20	22.50	3.2	Injection boundary	Якутск	12.30	21.30	3.0
16.05.1988	16.30	19.00	3.5	Nose event	Якутск	15.45	00.45	3.0

Рассмотрим несколько синхронных наземных наблюдений поляризационного джета и спутниковых измерений случаев инъекции энергичных ионов.

19 сентября 1984 г. В этот день спутником AMPTE/CSE в 13.20 UT (LT = 17.3) на L = 3.3 был зарегистрирован случай инъекции энергичных ионов в виде размытой по энергии структуры «nose-event» (Рис.4.14). Интенсивность потока частиц составляла $\sim 10^6$ ион·см⁻²·с⁻¹ стер⁻¹·кэВ⁻¹. Из верхней части рисунка видно, что спутниковые измерения были выполнены через 3 часа после начала сильной бури с максимальным индексом AE ~ 1300 нТ. Можно предположить, что за это время энергичные ионы продрейфовали от области инъекции в околополночном секторе в сторону вечернего сектора и достигли как минимум 17.30 LT.

Станция Подкаменная Тунгуска являлась в этот момент наиболее близко расположенной ионосферной станцией к проекции линии геомагнитного поля, пересекаемой спутником в 13.20 UT. Регистрация поляризационного джета на станции началась в 12.15 UT (LT=18.15) (сеансы зондирования ионосферы проводились каждые 15 мин). Несмотря на то, что имеется разница $\sim 0.3 L$ между местоположением станции наблюдения поляризационного джета и L-оболочкой, на которой спутником была зарегистрирована инжекция энергичных ионов, нужно принять во внимание, что антенные системы ионосферных станций имеют широкую зону обзора и восприимчивы к записи отражений от ионосферных структур, расположенных к северу от зенита станции. Поэтому, на основе синхронных спутниковых данных и наземных измерений ионозонда можно связать возникновение поляризационного джета с инжекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу.

25 сентября 1987 г. Спутник AMPTE/CSE в 14.45 UT (23.2 LT), на $L = 2.9$, зарегистрировал инжекцию энергичных ионов в околополуночном секторе магнитосферы вскоре после начала вспышки суббури с $AE \sim 1400$ нТ. (Рис.4.15). Вблизи области инжекции дисперсии энергии не наблюдалось и для ионов всех энергий записана одна общая граница, «граница инжекции». Следовательно, для инжектированных ионов этого времени достаточно, чтобы достигнуть оболочки глубоко внутри магнитосферы. На станции Подкаменная Тунгуска, расположенной в двух часах LT западнее от меридиана спутниковых измерений, поляризационный джет наблюдался в 15.30 UT, то есть спустя примерно 1 час после начала суббури. Мы полагаем, что эта почти часовая разница во времени регистрации ПД связана с задержкой прибытия энергичных ионов в сектор ионосферных измерений.

3 октября 1987 года. По спутниковым данным «граница инжекции» наблюдалась в 11.15 UT (23.30 LT, $L = 3.2$). В 10.45 UT AE-индекс достигал 1200 нТ (Рис.4.16). Ионосферная станция Якутск располагалась в трёх часах к западу от меридиана спутниковых измерений. Поляризационный джет был зарегистрирован на станции в 12.15 UT (21.15 LT), то есть спустя 1 час после

спутниковых измерений инжекции. Видно, что во всех рассмотренных случаях инжекция энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу сопровождаются формированием ПД и это формирование имеет место около экваториальной границы области инжекции.

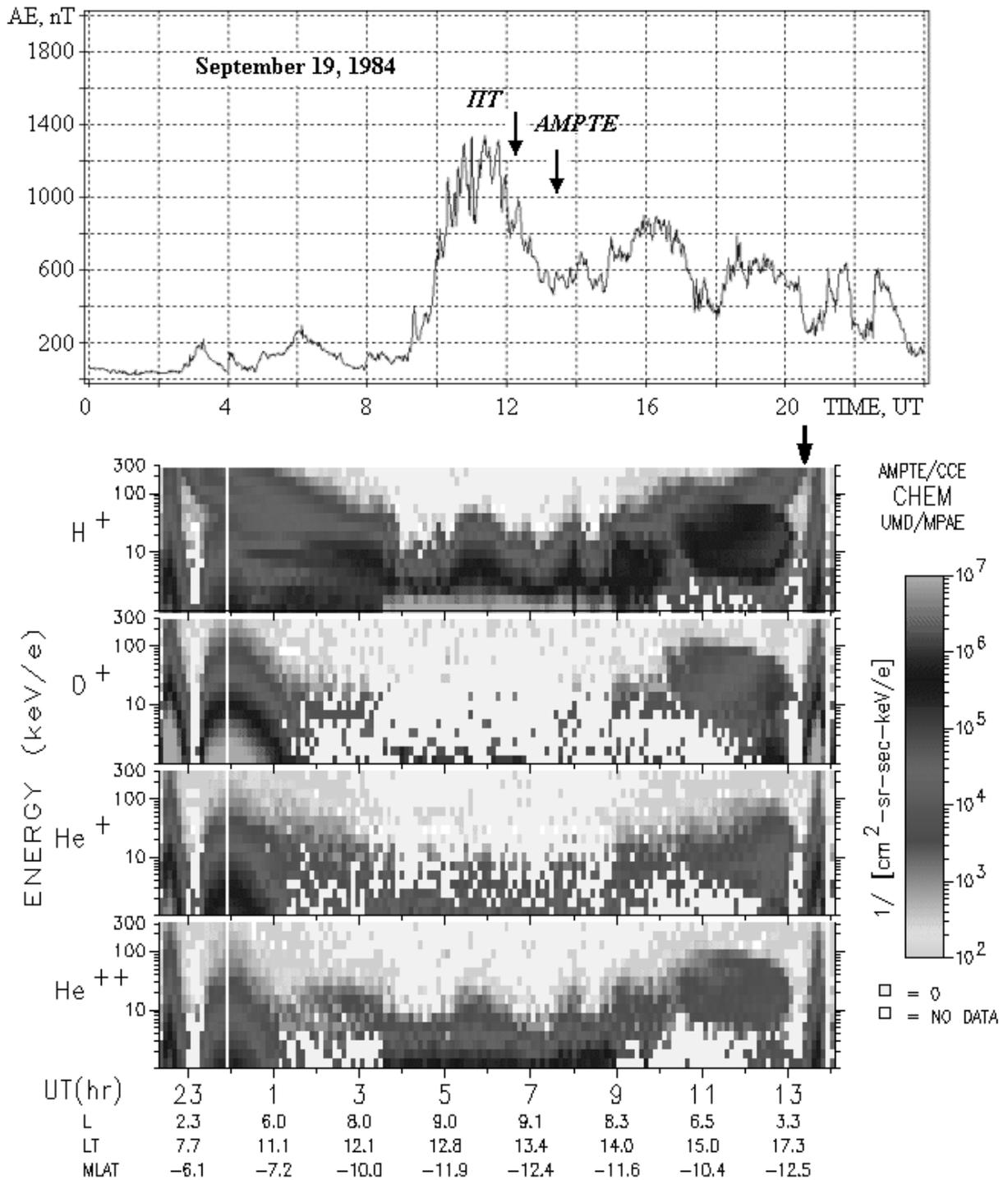


Рис.4.14. Случай синхронного наблюдения поляризационного джета на станции Подкаменная Тунгуска (12.15 UT) и регистрации инъекции энергичных ионов в виде «носовых структур» на спутнике AMPTE/CCE (13.20 UT – указана стрелкой) в раннем вечернем секторе 19 сентября 1984 г. Вверху – индекс геомагнитной активности AE (ПТ – Подкаменная Тунгуска), внизу – спутниковые данные.

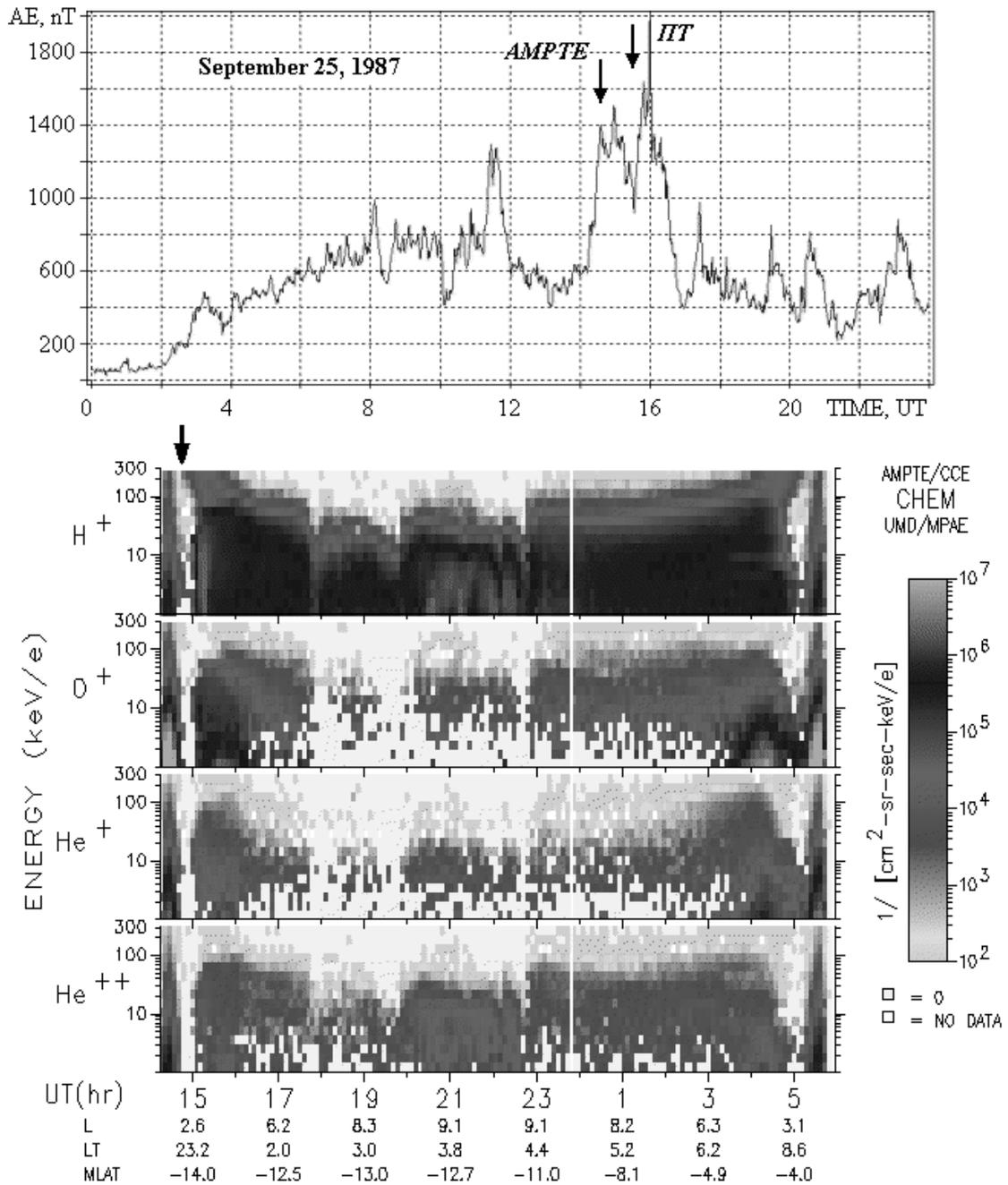


Рис.4.15. Случай синхронного наблюдения поляризационного джета на станции Подкаменная Тунгуска (15.30 UT) и регистрации инъекции энергичных ионов в виде «носовых структур» на спутнике АМРТЕ/ССЕ (14.45 UT - указана стрелкой) в раннем вечернем секторе 25 сентября 1987 г. Вверху – индекс геомагнитной активности АЕ (ПТ – Подкаменная Тунгуска), внизу – спутниковые данные.

МакИлвэйн [McIlwain, 1974] разделял наблюдавшиеся случаи инъекции на бездисперсионные, когда электроны и протоны всех энергий возрастают одновременно («общая граница инъекции») и возрастания с дисперсией («носовые структуры»). Во втором случае временная задержка росла с уменьшением энергии частиц, что указывало на магнитный дрейф из области ускорения.

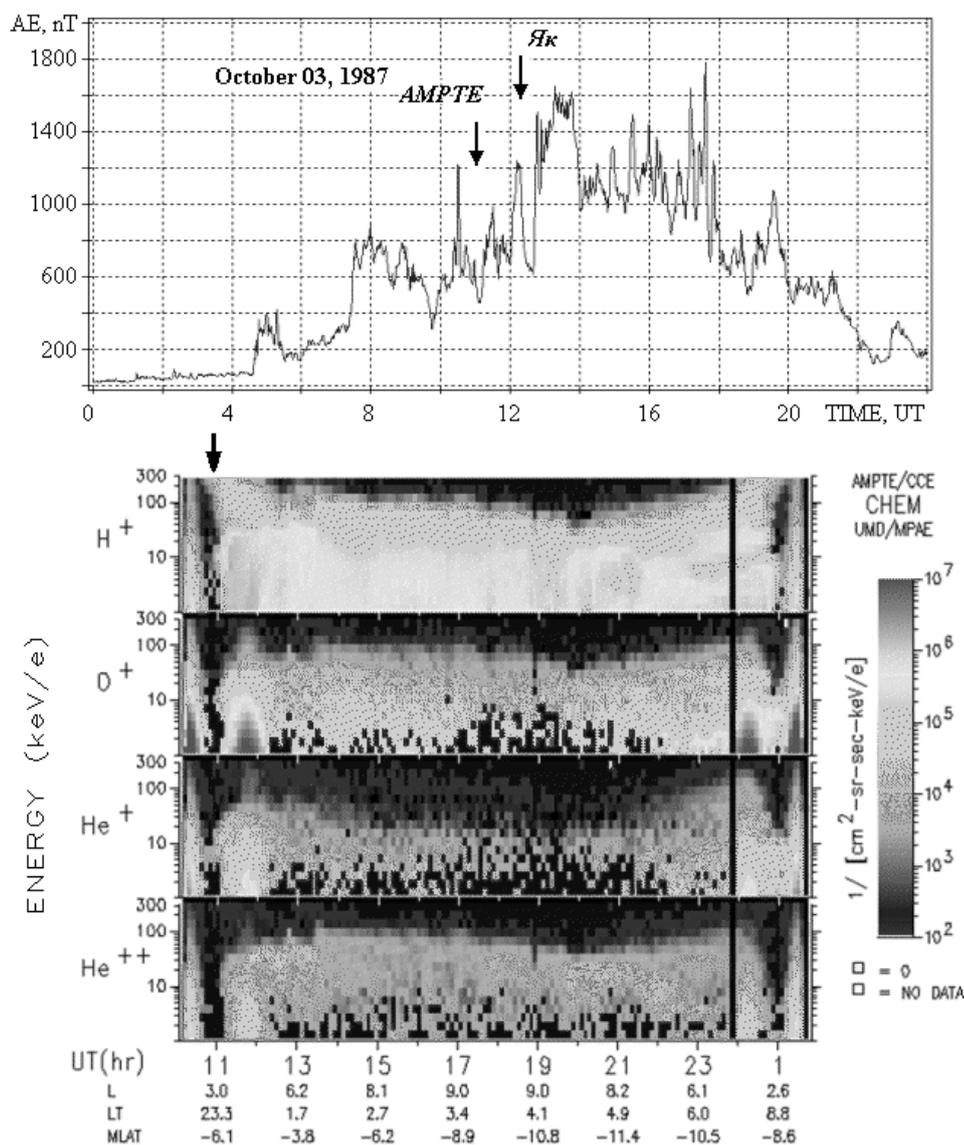


Рис.4.16. Случай синхронного наблюдения поляризационного джета на станции Якутск (12.15 UT) и регистрации инъекции энергичных ионов в виде «носовых структур» на спутнике AMPTE/CCE (11.00 UT - указана стрелкой) в раннем вечернем секторе 3 октября 1987 г. Вверху – индекс геомагнитной активности AE (Як – Якутск), внизу – спутниковые данные.

Бездисперсионные инъекции локализовались в области квази-захвата и ближе к Земле вблизи полуночи и при большом уровне активности. Так как электроны и протоны дрейфуют в разные стороны, в стороне от области ускорения наблюдается возрастание частиц одного знака.

В работе [McIlwain, 1972] по данным спутника Explorer-45 было описано проникновение энергичных протонов (с энергиями $\sim 20-50$ кэВ) во внутреннюю магнитосферу вплоть до L-оболочек 3 – 4 за плазмопаузу во время суббурь в виде «носовых структур» («nose events»). Суббуревые «носовые структуры» характеризовались быстрым временем формирования (не более получаса), энергиями около 20-50 кэВ, локализацией преимущественно в вечернем секторе. Было показано, что на энерго-временных спектрограммах протонов существует некая выделенная резонансная область энергии частиц, проникающих вглубь магнитосферы наиболее значительно. В работах [Smith and Hoffman, 1974; Ejiri et al., 1978 и др.] было дано качественное объяснение этого процесса как следствия адиабатического дрейфа частиц (с сохранением первых двух инвариантов) в электрическом поле конвекции, коротации и магнитном поле. Авторы [Ejiri et al., 1980] показали, что «носовые структуры» могут сопровождаться разделением зарядов. За одно и то же время с момента начала движения частицы H^+ проникают во внутреннюю магнитосферу на более низкие L-оболочки, чем электроны, то есть должно возникать электрическое поле, направленное к полюсу. Именно такой механизм предлагается в работах [Southwood and Wolf, 1978; Spiro et al., 1981; Anderson et al., 1993] для объяснения поляризационного джета.

Мы сопоставили данные наблюдений случаев инжекции в виде «резкой границы» и размытых по энергии «nose events» со временем появления поляризационного джета с целью выяснить корреляцию ПД и «носовых структур». Данные показывают, что формирование поляризационного джета сопровождается инжекцией энергичных ионов, в вечернем секторе популяция ионов чаще наблюдается как размытые по энергии «носовые структуры», в околополуночном же секторе вблизи области инжекции чаще наблюдается общая резкая (бездисперсионная) граница для ионов всех энергий, но в целом нельзя сказать, что форма границы зависит от местного времени. К тому же из опубликованных данных о «носовых структурах» (например, [Ganushkina et

al., 2000]) можно сделать вывод, что морфология ПД заметно отличается от морфологии «носовых структур». Очевидно, дальнейшее изучение этого вопроса является очередной задачей.

Существенным дополнением для исследования структуры субавроральной ионосферы является использование возможностей радиозондирования ионосферы с помощью сигналов глобальной навигационной системы GPS. В работах [Афраймович и др., 2005а, Афраймович и др., 2005б] авторы показали возможность детектирования главного ионосферного провала и поляризационного джета с помощью сигналов глобальной навигационной системы GPS при условии прохождения спутников в зените станции, но этот вопрос пока требует дальнейшей разработки в связи с малой базой накопленных данных.

4.5. Вариации положения полярizationного джета и границы инъекции энергичных ионов во время суббурь

В этой подглаве диссертации на большом статистическом материале рассмотрена зависимость положения полярizationного джета (ПД), регистрируемого на спутниках DMSP F12, F13 и F14, от величины AE-индекса [Халипов и др., 2016а], и приводится сопоставление полученных зависимостей и установление физической взаимосвязи между развитием ПД в ионосфере и инъекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу во время суббурь.

Положение экваториальной границы полярizationного джета. Для статистического анализа положения полярizationного джета при суббурях различной интенсивности выбирались наблюдения ПД по данным прибора SSIES [Rich and Hairston, 1994] спутников DMSP F12, F13 и F14 во время изолированных суббурь, когда можно отождествить пересечение спутником полосы ПД с конкретным всплеском AE – индекса. На Рис.4.17а показан пример наблюдения полярizationного джета в позднем вечернем секторе на спутнике DMSP F13 25 апреля 1998 г. после суббури с максимальным $AE_{max} = 1170$ нТл, который был зафиксировано в 03:09 UT (Рис.4.17б). ПД регистрируется как скачок направленного на запад компонента скорости V_y в 04:38 UT в южном полушарии через ~1.5 часа после прохождения максимума суббуревой активности. Вертикальной линией на Рис.4.17а отмечена экваториальная граница полосы ПД по уровню $V_y = 400$ м/с. Инвариантная широта этой границы $\Lambda_{eq} = -55.8^\circ$. Максимальная наблюдавшаяся скорость западного дрейфа плазмы ~1.7 км/с. Нижняя панель на Рис.4.17а показывает вариации плотности плазмы вдоль орбиты спутника. Видно, что внутри полосы ПД плотность плазмы в ионосфере понижена на порядок величины.

На Рис.4.18,а представлен пример наблюдения широкой полосы западного дрейфа плазмы в ионосфере (SAPS) в течение мощной магнитной бури 8 ноября 1998 г. также на спутнике DMSP F13, когда удается сопоставить

и это явление со всплеском АЕ-индекса (Рис.4.18б). Максимальный всплеск $AE_{max} = 2420$ нТл наблюдался в $\sim 5:00$ UT. SAPS сформировался через ~ 1.5 часа после суббури в $06:38$ UT ($\Lambda = -59.8^\circ$) и регистрировался до $06:43$ UT ($\Lambda_{eq} = -42.6^\circ$) в вечернем секторе в южном полушарии. Полоса SAPS охватывает широтный диапазон около 20° и располагается глубоко внутри магнитосферы. На следующем пролете спутника DMSP F13 в 08.25 UT экваториальная граница SAPS располагается на широте 44.2° . Последовательные пары пролетов спутников DMSP F12 и F14 наблюдают структуру SAPS в том же широтном диапазоне.

По данным спутников DMSP F12, F13 и F14 было выбрано 93 события наблюдения ПД (включая SAPS), которые были сопоставлены с предваряющим всплеском АЕ различной интенсивности. На Рис.4.19 показана зависимость положения экваториальной границы ПД от величины всплеска AE_{max} . Эта зависимость хорошо описывается линейным выражением:

$$\Lambda_{eq} = -0.0079AE_{max} + 64.0^\circ \quad (4.1)$$

с коэффициентом детерминации $D = 0.79$. Полученное выражение можно использовать для оценки положения экваториальной границы ПД.

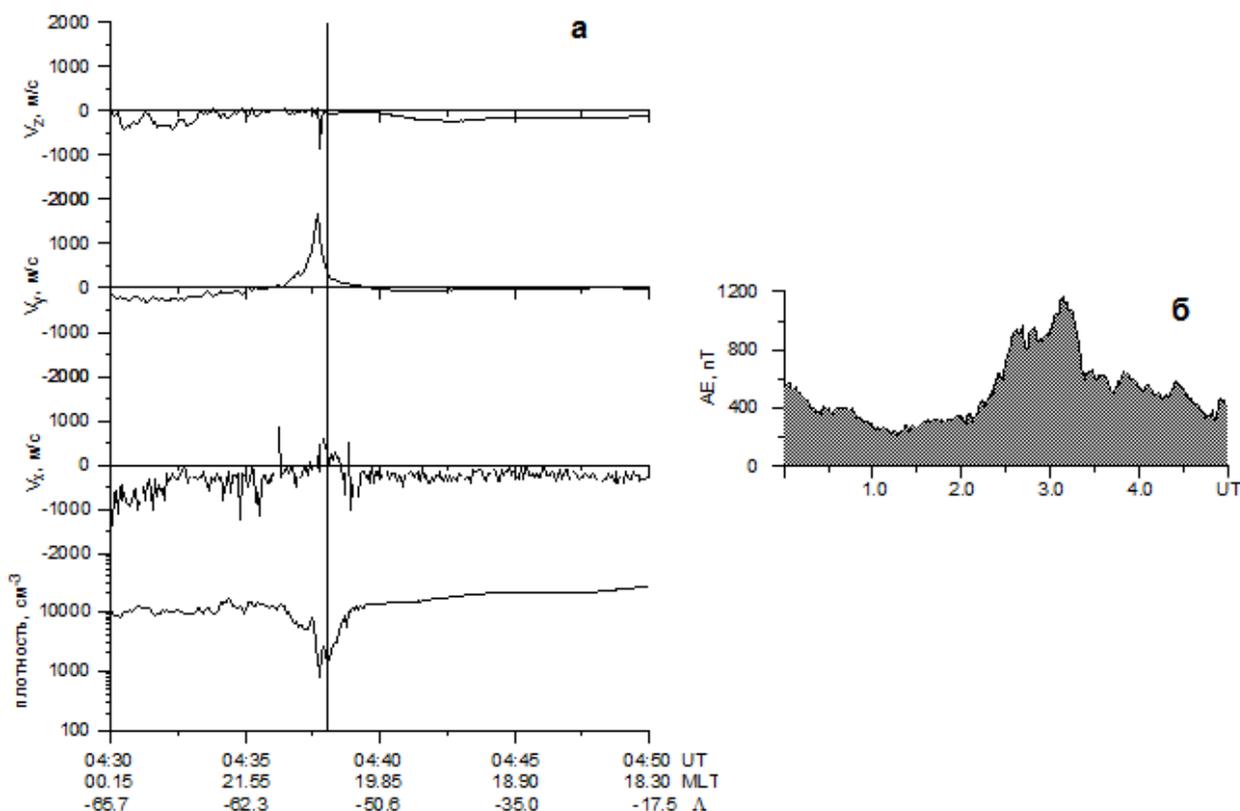


Рис.4.17. а - Компоненты скорости дрейфа (V_x – направлена горизонтально вдоль скорости спутника, здесь – из южного полушария в северное, V_y – направлена горизонтально перпендикулярно траектории, здесь – на запад, V_z – направлена вертикально вверх) и плотность плазмы, измеренные на спутнике DMSP F13 25 апреля 1998 г. Вертикальной линией показана экваториальная граница полосы ПД. б – Изменение AE – индекса до и в период наблюдения ПД.

Положение границы инжекции энергичных ионов. По данным измерений спутника AMPTE/CSE рассмотрены вариации границы инжекции энергичных (до ~ 50 кэВ) ионов во внутренней магнитосфере для суббуревых возмущений различной интенсивности. Вблизи области инжекции в секторе 22-01 MLT наблюдались ионы без дисперсии в широком диапазоне энергий, а в вечернем секторе – с дисперсией в форме “носовых структур”. На Рис.4.20а показаны спектрограммы энергия-время для различных ионов, измеренные 25-26 сентября на спутнике AMPTE/CSE спектрометром CHEM [Gloeckler et al.,

1985]. Граница инжекции ионов (белая линия слева) наблюдалась в ~ 15.05 UT в околополуночном секторе (~ 23.5 LT) при $L = 2.9$. Соответствующий максимум АЕ наблюдался в 14:35 UT (отмечен сплошной линией на Рис. 4б) всего за 30 минут до пересечения спутником AMPTE/CSE границы инжекции ионов (штриховая линия на Рис.4.20б). Эти измерения свидетельствуют о том, что уже через ~ 30 минут после начала суббури с $AE > 1000$ нТл, энергичные ионы в околополуночном секторе достигают оболочки $L \leq 3.0$ [Khalipov et al., 2003].

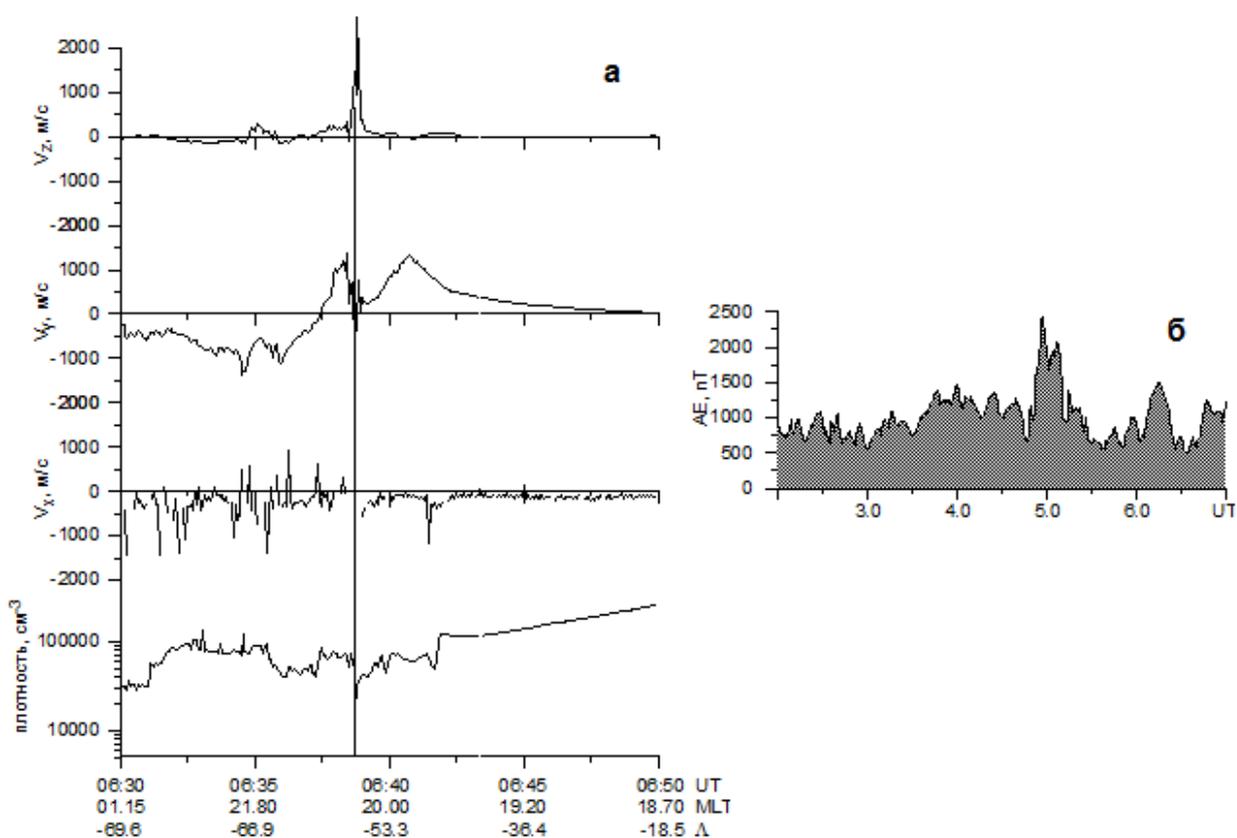


Рис.4.18. а - Скорость дрейфа и плотность плазмы по данным DMS F13, полученным 8 ноября 1998 г. вдоль орбиты спутника, аналогично Рис.1. б – изменение со временем величины АЕ – индекса.

Еще один пример наблюдения энергичных ионов во внутренней магнитосфере представлен на Рис.4.21. 19 сентября 1984 г. спутник

АМРТЕ/ССЕ зарегистрировал в вечернем секторе магнитосферы “носое событие” с характерной дисперсией энергичных ионов. Такие события рассматривались для сопоставления с АЕ-интенсификациями только в случае задержки по времени появления ионов во внутренней магнитосфере не более 3-х часов после начала суббури. Таким образом, исключались повторные наблюдения энергичных ионов дрейфующих вокруг Земли.

19 сентября 1984 г. граница инжекции ионов (белая линия на Рис.4.21а, штриховая линия на Рис.4.21б) наблюдалась в ~13.00 UT в вечернем секторе (~17.3 LT) при $L = 3.3$ почти через 3 часа после начала магнитной бури (сплошная линия на Рис.4.21б) с параметром $K_p = 6$. Минимальное значение $SUM-H = -72$ нТл наблюдалось в 12.10 UT, в 13.00 UT во время регистрации границы инжекции значение $SUM-H$ было -62 нТл.

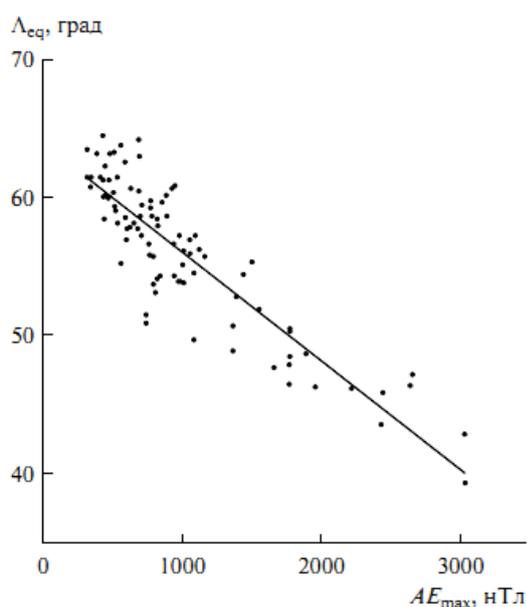


Рис.4.19. Зависимость положения экваториальной границы ПД от величины всплеска АЕ-индекса. Точки – экспериментальные данные, сплошная линия – аппроксимирующая зависимость.

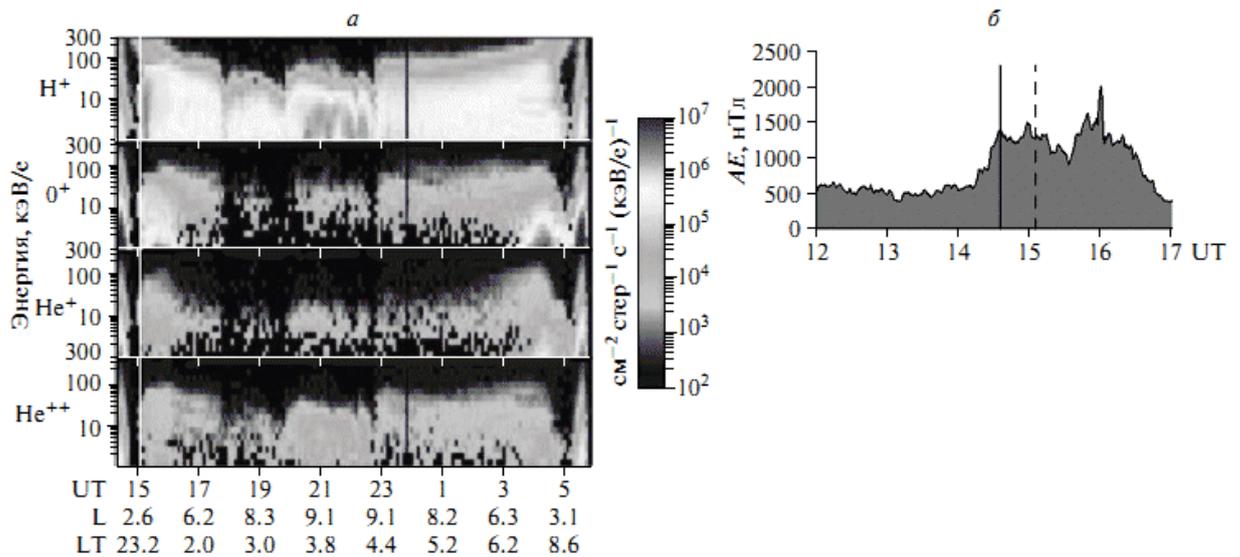


Рис.4.20. а - Последовательность энергетических спектров потоков ионов, измеренных на спутнике АМРТЕ/ССЕ вдоль орбиты 25 - 26 сентября 1987 г. Сплошной белой линией отмечено пересечение границы инжекции энергичных протонов. б – Изменения АЕ индекса 25 сентября 1987 г.

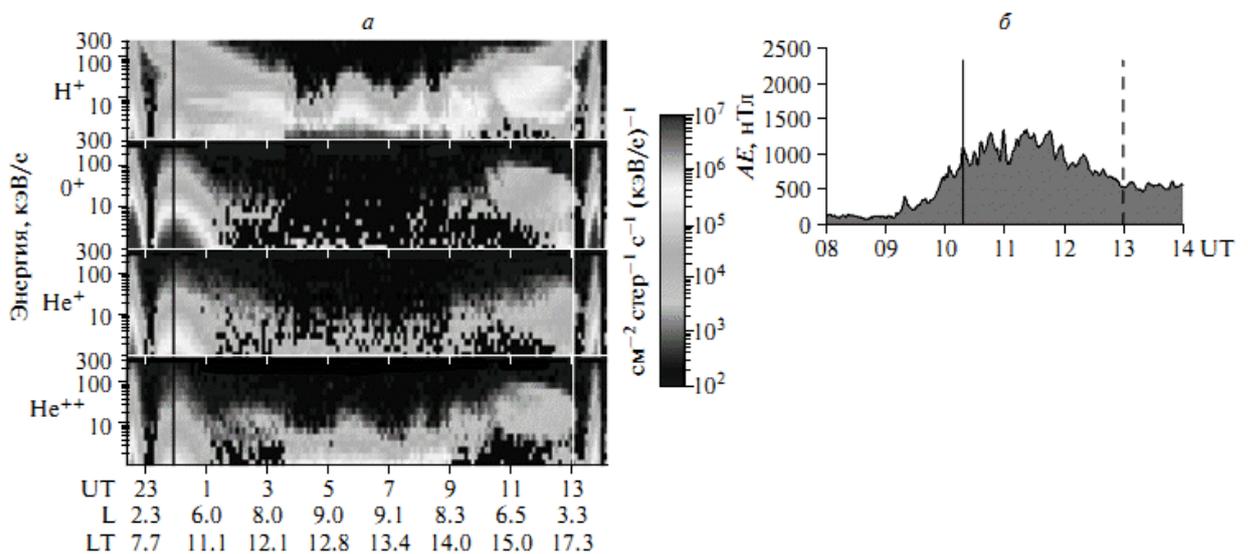


Рис.4.21. а - Последовательность энергетических спектров потоков ионов, измеренных на спутнике АМРТЕ/ССЕ вдоль орбиты 18 - 19 сентября 1984 г. Сплошной белой линией отмечено пересечение границы инжекции энергичных протонов (носовое событие). б – Изменения АЕ индекса 19 сентября 1984 г.

По данным спутника AMPTE/CSE, полученным в 1985–1987 гг., было выбрано 99 событий наблюдения границы инжекции ионов с энергией до ~50 кэВ во внутренней магнитосфере после изолированных магнитных возмущений. Оказалось, что инвариантная широта Λ_b магнитной оболочки, где наблюдалась граница инжекции, зависит от величины AE-индекса, соответствующей начальному всплеску суббуревой активности (Рис.4.22). Эта зависимость хорошо аппроксимируется линейным соотношением:

$$\Lambda_b = -0.0072AE_{\max} + 63.2^\circ \quad (4.2)$$

с коэффициентом детерминации $D = 0.67$.

Сопоставление экваториальной границы ПД и границы инжекции энергичных ионов. На Рис.4.23 сравниваются зависимости, представленные на рисунках 3.19 и 3.22. Видно, что поля экспериментальных точек практически совпадают и аппроксимирующие прямые (4.1) и (4.2) очень близки друг к другу. Это означает, что экваториальная граница поляризованного джета, развивающегося в ионосфере во время суббури, находится на той же L-оболочке, что и граница инжекции ионов с энергией до ~50 кэВ во внутреннюю магнитосферу, т. е. эти границы совпадают.

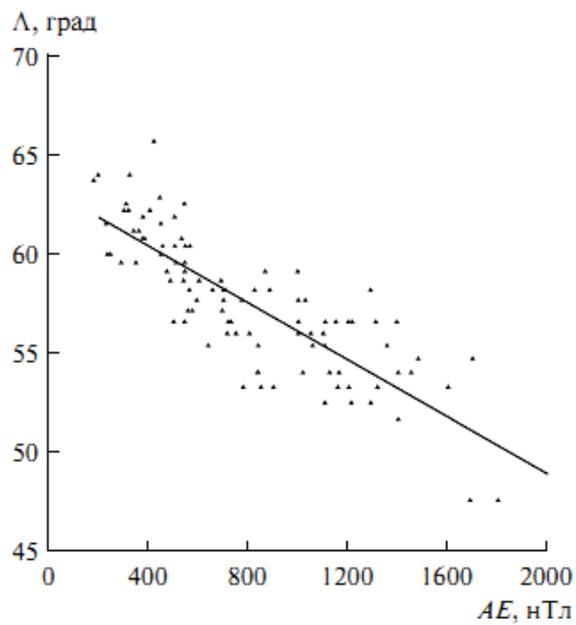


Рис.4.22. Зависимость положения границы инжекции энергичных ионов от величины всплеска AE-индекса. Треугольники – экспериментальные данные, сплошная линия – аппроксимирующая зависимость.

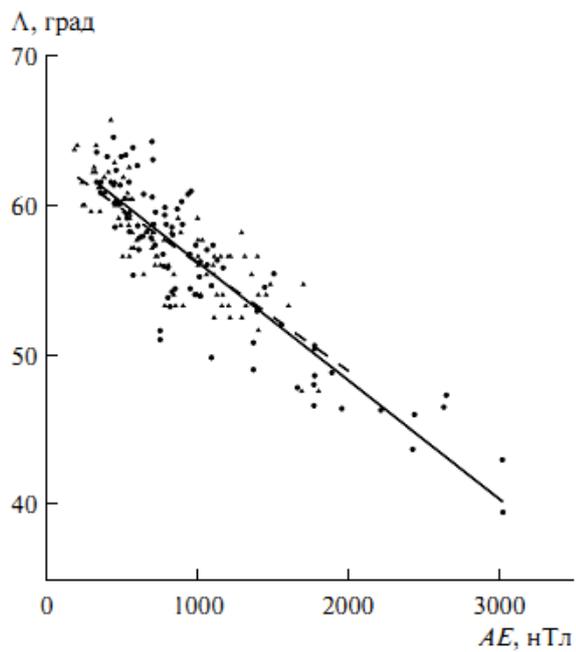


Рис.4.23. Зависимость экваториальной границы ПД (точки) и границы инжекции энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу (треугольники) от

начального всплеска AE-индекса суббуревой активности. Сплошная линия – аппроксимирующая зависимость (1), штриховая линия – зависимость (2).

Таким образом, проведенное исследование показало, что совпадение экваториальной границы поляризационного джета (ПД) с границей инжекции энергичных ионов (с энергией до ~50 кэВ) во внутреннюю магнитосферу в широком диапазоне значений AE-индекса, безусловно, свидетельствует о физической взаимосвязи развития ПД в ионосфере и инжекции энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу во время суббурь [Халипов и др., 2016]. Поэтому механизм, который описывает возникновение и развитие ПД, должен непременно учитывать инжекции энергичных частиц. Следует отметить, что эмпирические зависимости (4.1) и (4.2) могут быть использованы для оценки положения этой общей границы в других исследованиях.

Глава 5. Физические процессы вблизи экваториальной границы кольцевого тока

5.1. Механизмы генерации сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения

В 1973 г. в журнале «Космические исследования» были опубликованы две работы [Гальперин и др., 1973а, б;], которые были посвящены экспериментальным материалам измерений советского спутника «Космос-184», и где впервые были приведены свидетельства об узких западных дрейфах ионосферной плазмы. В этой работе явление было названо поляризационным джетом (ПД). В 1979 г. вышла работа, где по данным спутника «Atmosphere Explorer C» также наблюдались узкие и быстрые движения плазмы на субавроральных широтах [Spiro et al., 1979]. В той работе это явление было названо «субавроральным ионным дрейфом» - SAID (SubAuroral Ion Drift).

Возможным механизмом образования таких струй быстрых дрейфов авторы [Гальперин и др., 1973а, б; Spiro et al., 1979] считали появление электрических полей поляризации при разделении за счет градиентного дрейфа положительно и отрицательно заряженных энергичных частиц плазменного слоя во время суббури, возникающих вблизи внутренней границы альфвеновского слоя.

В настоящее время для объяснения механизмов возникновения поляризационного джета предложен ряд различных теоретических моделей, объясняющих это явление как результат магнитосферно-ионосферного взаимодействия.

В работе [Southwood and Wolf, 1978] была представлена простая модель магнитосферной конвекции, где рассматривалось проникновение инжектированных энергичных ионов на более низкие L-оболочки, чем электроны плазменного слоя вследствие сохранения двух первых

адиабатических инвариантов и при наличии компоненты утро–вечер электрического поля вдоль траектории ионного дрейфа. Вследствие этого происходит накопление положительного заряда на экваториальной границе проникновения ионов и возникает электрическое поле, направленное к полюсу, величина которого обратно пропорциональна разности границ высыпания электронов и ионов. Авторы предполагали, что источником энергии для поддержания сильного электрического поля являлась внешняя инжектированная горячая плазма. Эта модель магнитосферной конвекции получила дальнейшее развитие в работах [см. нп., Spiro et al., 1981; Harel et al., 1981; Bourdillon, 1986; Деминов и Шубин, 1988; Providakes et al., 1989; Anderson et al., 1991; Marklund et al., 1998; Galperin, 2002].

В модели [Spiro et al., 1981] была продемонстрирована обоснованность идеи [Southwood and Wolf, 1978], где такая полоса направленного к полюсу электрического поля была хорошо воспроизведена на экваториальной кромке проникновения ионов после инъекции.

В статье [Rich et al., 1980] была представлена феноменологическая модель генерации ПД, в которой суббуревые продольные токи втекают в субавроральную ионосферу и замыкаются через низкопроводящую область на экваториальной кромке зоны диффузных высыпаний. Авторы [Rich et al., 1980] утверждали, что продольные токи, втекающие в ионосферу в областях сильных электрических полей указывают на наличие широтного градиента проводимости, направленного к полюсу и обусловленного высыпанием электронов. При значительных амплитудах втекающих в ионосферу продольных токов (≥ 1 мкА/м²) имеет место существенное уменьшение концентрации электронов в верхней ионосфере. С уменьшением концентрации тепловых электронов разность между дрейфовыми скоростями ионов и электронов, которая поддерживает ток, увеличивается, что может привести при достижении некоторого порогового значения к развитию ионно-циклотронной неустойчивости.

В работах [Деминов и др., 1986; Деминов и Шубин, 1988] приведена простая и реалистичная модель генерации полосы интенсивного электрического поля, в которой учтено влияние продольного тока на проводящий слой субавроральной ионосферы. При построении модели электрического поля было учтено, что в период главной фазы магнитосферной суббури заряженные частицы плазменного слоя смещаются к Земле. В этом случае из-за более интенсивного и быстрого высыпания электронов вблизи границы диффузной авроральной зоны экваториальная граница электронов плазменного слоя расположена дальше от Земли, чем соответствующая граница горячих ионов плазменного слоя (см. [Spiro et al., 1981; Senior and Blanc, 1984; Баишев и др., 2010]). Поэтому на субавроральных широтах образуется область относительно слабых электронных вторжений и значительных радиальных и долготных градиентов интегрального содержания захваченных ионов, генерирующих втекающий продольный ток в вечернем секторе в режиме «источника тока». Низкая проводимость ночной субавроральной ионосферы и непрерывность магнитосферного листового тока, замыкающегося через ионосферу, обеспечивают условия для генерации больших по величине электрических полей меридионального направления. Эта модель, уточняющая расчеты в [Spiro et al., 1981; Senior and Blanc, 1984], воспроизводит полосу быстрого западного дрейфа плазмы у экваториальной границы аврорального овала в вечернем секторе, причем плазма затекает в эту полосу, как со средних широт, так и из области аврорального овала.

В работах [Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998] была предложена теория магнитосферного генератора тока, предполагающая, что во время суббури сильные втекающие продольные токи зоны 2 замыкаются вытекающими продольными токами зоны 1 через направленные к полюсу педерсеновские токи. Вследствие низкой ионосферной проводимости в ночной субавроральной области возникает сильное, направленное к полюсу электрическое поле, которое приводит к быстрому западному дрейфу плазмы. Вследствие изменений скоростей фотохимических реакций и вертикального

оттока плазмы плотность ионосферы уменьшается. Ионосферная проводимость падает, так что механизм обратной связи ведёт к дальнейшему увеличению электрического поля.

В то же время авторы [Banks and Yasuhara, 1978], исследуя эффект сильных локальных электрических полей и проводимость в области E ионосферы отметили, что быстрый западный дрейф плазмы в пределах полосы ПД ведёт к сильному возрастанию эффективного коэффициента рекомбинации в F- и E- областях ионосферы, что приводит к сильному истощению электронной плотности внутри полосы ПД. Это истощение сопровождается и усиливается сильным западным переносом магнитных силовых трубок, и связанного с этим нагрева плазмы, и продольными движениями ионов (см., например, обзор модельных расчётов эффектов ионосферной плазмы в полосе ПД [Rodger et al., 1992], а также другие модельные расчёты [Korosmezey et al., 1992; Moffett et al., 1998; Григорьев и др., 1999]). Эти активные процессы в субавроральной ионосфере ведут к значительному изменению характеристик плазмы на всём протяжении полосы ПД. Авторы работы [Banks and Yasuhara, 1978] обнаружили, что, вследствие условий токовой непрерывности, холловская и педерсеновская проводимости значительно уменьшаются в присутствии сильных электрических полей и эти сильные поля могут существовать в отсутствие сильных продольных токов.

Ещё один механизм объясняет поляризационный джет как результат другого типа генерации магнитосферной разности потенциалов. Авторы [Providakes et al., 1989] заметили рост ионной температуры T_i в области узкого провала ионизации в связи с сильными локальными электрическими полями, что позволило им предложить следующий механизм возникновения поляризационного джета: сильные электрические поля северного направления создаются термоэлектрическим генератором, управляемым градиентом T_i . Авторы считали, что высыпания электронов полярнее ионных высыпаний будут создавать высокую проводимость в E-слое, которая будет шунтировать локальное магнитосферное электрическое поле. В работе было указано, что

двумя границами, определяющими локализацию быстрых субавроральных ионных дрейфов, являются внутренняя граница кольцевого тока и сама кольцевая ток. Авторы предполагали, что ионы высыпаются с внутренней границы кольцевого тока, а электроны – с самой области кольцевого тока. При другом объяснении разнос ионов кольцевого тока и электронов плазменного слоя должен играть важную роль при генерации сильных электрических полей.

Авторами работ [De Keyser et al., 1998; De Keyser, 1999] было высказано предположение, что генератором для образования ПД служит термоэлектрическая сила. ПД в этой схеме рассматривается как результат взаимодействия между горячей инжектированной и холодной ионосферной плазмой. Электрическое поле в данной модели возникает из-за разности в величинах гирорадиусов для холодной и горячей плазмы. Отсюда следует, что в этой схеме ПД должен наблюдаться в области плазмопаузы и иметь широтный размер порядка нескольких гирорадиусов ионов. Однако, как следует из наблюдений, например [Гальперин и др., 1973а, б; Spiro et al., 1979], ширина ПД обычно гораздо больше этой величины.

В работах [Крымский, 1989; Крымский и Филиппов, 1991] рассмотрен ещё один интересный механизм генерации сильных электрических полей вблизи проекции плазмопаузы. Автор ввёл понятие синхропаузы, т.е. границы между коротящей и конвектирующей плазмой. В стационарном случае синхропауза пространственно совпадает с плазмопаузой. В этом случае вязким трением на синхропаузе между коротящей и конвектирующей плазмой можно пренебречь, поскольку плотность холодной плазмы вблизи плазмопаузы мала, а вне плазмосферы концентрация горячей плазмы, заполняющей плазменный слой, магнитосферы, также мала. В периоды магнитосферных возмущений усиление электрического поля конвекции сдвигает синхропаузу ближе к Земле, где концентрации плазмы больше на 2-3 порядка по сравнению с концентрацией в районе старой синхропаузы. Вязкое трение в районе новой синхропаузы увеличивается на 4 - 6 порядков, что

приводит к формированию относительно тонкого пограничного слоя Гартмана со сдвиговым течением, где важны вязкие эффекты и где текут не только азимутальные, но и меридиональные токи. Наличие в слое токов и электрического поля конвекции создаёт сильные поперечные поля поляризации, в результате на границе слоя Гартмана генерируются интенсивные продольные токи и, возможно, продольные электрические поля, а также сосредоточенные внутри слоя азимутальные токи большой величины, обусловленные проводимостью Каулинга. Плазма в слое нагревается за счёт выделения джоулева тепла в электронном и ионном газах вследствие вязкого трения. Во время возмущений в области интенсивных азимутальных токов плазма поджимается к Земле и сильно нагревается под действием гиро-релаксационного нагрева и процессов магнитной накачки. Предложенный механизм объясняет многие характеристики быстрых субавроральных ионных дрейфов: резкое повышение в этой области электронной и ионной температур, суточные и сезонные вариации, наблюдаемую связь с магнитной активностью, пространственное расположение поляризационного джета и его динамику в ходе суббури.

Волковым и Мальцевым [Волков и Мальцев, 1992] полоса быстрого ионного дрейфа в западном направлении в вечерне-полуночные часы на субавроральных широтах объяснялась как эффект поляризации квази-кольцевой магнитосферной зоны, расположенной между границами запрещённых областей горячих ионов и электронов, дрейфующих из хвоста магнитосферы по направлению к Солнцу. Было сделано предположение, что во внешнем электрическом поле квази-кольцевая зона поляризуется вследствие эффекта Каулинга. Поле и скорость дрейфа в этой зоне возрастают примерно на порядок по сравнению с окружающими областями. На краях квази-кольцевой зоны генерируются два слоя продольных токов противоположного направления.

Анализируя данные спутника Astrid-2, авторы [Figueiredo et al., 2004] пришли к выводу, что механизм генерации ПД в применении к ионосфере не

может рассматриваться только как механизм генерации напряжения (потенциалов) или генерации тока. Авторы [Figueiredo et al., 2004] считали, что в то время как антикорреляция между шириной и максимумом интенсивности структур ПД с развитием суббури указывает на магнитосферный источник ПД, ведущий себя как генератор постоянного напряжения, ионосферные же изменения, в частности, понижение в проводимости в полосе ПД, свидетельствуют о замыкании постоянной токовой системы постоянного тока через ионосферу. В работе замечено, что ионосферные механизмы обратной связи могут играть важную роль в поддержании полосы ПД.

В работе [Galperin, 2002] была представлена полуколичественная модель формирования поляризационного джета, объясняющая многие характеристики ПД. В соответствии с этой моделью ПД начинает развиваться по сценарию [Southwood and Wolf, 1978] вследствие проникновения инжектированных энергичных ионов на более низкие L-оболочки в присутствии компоненты утро-вечер электрического поля. Было сделано предположение, что первоначальная стадия развития полосы ПД приводит к её наклону внутрь к вечеру при линиях $\mathbf{V} = \text{const}$. Предполагалось, что, сформировавшись, полоса ПД поддерживается на экваториальной стороне сначала новыми инжектированными ионами кольцевого тока, затем, в результате конвекции, через разрыв Харанга, ионами плазменного слоя. Автор считал, что на полярной стороне поддержка полосы ПД идёт за счёт энергичных электронов, дрейфующих к востоку, которые либо ранее уже были на захваченных орбитах, либо конвектировали из плазменного слоя и столкнулись с границей ПД.

В работе [Goldstein et al., 2005] сделана первая попытка построения магнитосферной модели электрического потенциала для SAPS в зависимости от магнитного Kp индекса (действительна для Kp между 4 и 7). Из работ [Huang et al., 2001; Foster and Vo, 2002] были подобраны зависимости средних пространственных и временных свойств ионосферного SAPS от магнитной широты (MLAT), магнитного местного времени (MLT) и индекса

геомагнитной активности K_p . Из работы [Goldstein et al., 2003a] была взята формула для магнитосферного потенциала SAPS. Таким образом, в модели полоса SAPS рассматривается как разность потенциалов поперек канала западного потока, чье радиальное положение и ширина уменьшаются как функция от увеличивающегося магнитного местного времени и увеличивающегося K_p индекса. Смоделированный канал потока SAPS согласуется с результатами исследований отдельных событий по данным спутника IMAGE [Goldstein et al., 2003b]. Авторы делают заключение, что хотя модель работает хорошо, однако, параметризация, основанная на K_p , является несколько сырым, захватывая только грубые пространственные и временные характеристики SAPS.

Ещё один механизм конвекции плазмы на авроральных и субавроральных широтах рассмотрен авторами [Makarevich and Dyson, 2007; Makarevich and Bristow, 2014]. Ими был предложен двухэтапный процесс в предположении, что первоначальный рост скорости связан с образованием поляризованного электрического поля вблизи начала суббури с задержкой, зависящей от локализации области инжекции ионов. Дальнейшее время развития, следующее за первоначальным ростом, может зависеть как от ионосферных условий через процессы магнитосферно-ионосферного взаимодействия, так и дополнительной подпитки энергичными ионами во время последующего усиления.

В работах [Puhl-Quinn et al., 2007; Mishin and Puhl-Quinn, 2007; Mishin et al., 2010; Mishin, 2013; Mishin et al., 2017; Mishin and Streltsov, 2020] приведены магнитно-сопряженные многоспутниковые наблюдения (Polar, серии спутников Cluster и DMSP) субавроральных ионных дрейфов (SAID) вблизи магнитного экватора и в верхней ионосфере. Авторы утверждают, что все особенности SAID противоречат моделям генераторов тока, напряжения и вращательного разрыва, т.к. продольные токи вдоль силовых линий отсутствовали, т.е. канал SAID не замкнут мелкомасштабными продольными токами. Тот факт, что область SAID в плазмосфере лишена горячих

электронов подразумевает, что холодная плазма поддерживает квазинейтральность в системе. Чтобы объяснить свои данные они расширили подход и развили проблему плазменных джетов, т.н. плазмоидов, пронизывающих магнитные барьеры. Во время суббури происходит короткое замыкание инжектированных потоков горячей плазмы над плазмосферой и формируется турбулентный граничный слой. Усиленная турбулентность плазмы в пределах SAID обеспечивает аномальное сопротивление и магнитную диффузию, как в проблеме плазоида - магнитный барьер. Короткое замыкание встречается тогда, когда плотность холодной плазмы превышает критическое значение $N_e \sim 5-10 \text{ cm}^{-3}$ и поле поляризации на фронте замыкается. В результате горячие электроны останавливаются, тогда как горячие ионы все еще движутся во внутрь. Это дает объяснение бездисперсионной авроральной границы высыпаний, которая совпадает с внешней границей SAID и с увеличением холодной плазмы выше $N_e \sim 5-10 \text{ cm}^{-3}$ на плазмопаузе.

5.2. Формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури: результаты наземных измерений

Статистическое распределение событий поляризационного джета (ПД) показывает (см. нп. [Smiddy et al., 1977; Karlsson et al., 1998; Халипов и др., 2001; Степанов и др., 2017; He et al., 2014]), что обычно они имеют широтную протяженность 100-200 км, наблюдаются преимущественно в предполуночном секторе 18.00 - 24.00 MLT на инвариантных широтах 55 - 65° (~ 80%); скорость дрейфа в таких структурах обычно составляет 1.0 - 1.5 км/с, но может достигать и 4 км/с. (нижний предел скорости дрейфа соответствует сверхзвуковой скорости дрейфа ионов и выбран искусственно для надежного разделения ПД от эффектов ускоренного ветрового переноса во время суббури).

Такая полоса интенсивного дрейфа вызывает быстрые и значительные изменения электронной концентрации в субавроральной F -области вблизи полярной стенки главного провала ионизации, которые уверенно регистрируются с помощью наземных ионозондов. В работах [Сивцева и др., 1983; Сивцева и др., 1984; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987; Filippov et al., 1989; Гальперин и др., 1990] данные Якутской меридиональной цепочки ионозондов сопоставлялись с синхронными спутниковыми измерениями поляризационного джета, когда реализовались такие случаи измерений на спутниках вблизи данного меридиана. При этом важно, что измерения ионозонда в Якутске, как описано в [Сивцева и др., 1983; Galperin et al., 1986], проводятся на двух антеннах: на стандартной антенне с диаграммой, направленной вверх, и на антенне наклонного зондирования типа «Ромб» с диаграммой, направленной на север. Это существенно расширяет возможности регистрации следов, характерных для ПД, и локализации отражающих структур в субавроральной ионосфере.

В результате анализа случаев синхронных спутниковых измерений поляризационного джета вблизи ионосферной станции были установлены

характерные формы отражающих структур в F -области и соответствующие изменения в ионосфере, непосредственно сопровождающие появление ПД. Они состоят в следующем: быстрое уменьшение электронной концентрации в F -области ионосферы в несколько раз за время между одним - двумя сеансами зондирования (15-30 мин), быстрое возрастание высоты максимума слоя $F2$ на 80 - 150 км, появление дополнительных долгоживущих рассеянных следов на ионограммах с меньшими критическими частотами и большими действующими высотами, чем в регулярном слое $F2$. Эти изменения соответствуют появлению локального минимума электронной плотности над станцией зондирования со значительными неоднородностями. Специфические рассеянные следы на ионограммах, соответствующие отражению радиоволн от области локального минимума F -слоя, располагающегося на большой высоте над ионосферной станцией, были названы $F3s$. Они позволяют надежно локализовать ПД.

Полученные характеристики ионосферных следов одновременно и в той же области пространства, что и прямые измерения поляризационного джета со спутников, несмотря на небольшое число таких случаев, позволили провести тесты моделей слоя $F2$ с узким минимумом концентрации. Тесты включали трассирование распространения зондирующих импульсов ионозонда с отражением типа $F3s$ для этих условий, что позволило надежно идентифицировать наблюдаемые при этом характерные следы на ионограммах (см. [Сивцева и др., 1983; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987]). В результате обширные наземные ионозондовые измерения могут быть использованы для изучения пространственно-временной динамики ПД.

Для понимания физического механизма, действующего при формировании поляризационного джета, важно установить, на какой фазе суббури он возникает. Регулярные наземные ионосферные наблюдения осуществляются в 15-минутном патрульном режиме (либо даже с разрешением 5 мин. при работе по координированным программам) и дают

лучшее временное разрешение, чем измерения ПД при их пересечении спутником.

В этой подглаве, по данным о регистрации ПД на ст. Якутск ($L = 3.05$; $\varphi_{\text{геогр.}} = 62^\circ \text{ N}$; $\lambda_{\text{геогр.}} = 129.8^\circ \text{ E}$; $\text{MLT} = \text{UT} + 9^{\text{h}}$) и вариациям АЕ-индекса с минутным разрешением, полученным из Мирового Центра Данных в Киото (<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/aedir/downldaemn.html>), рассмотрена динамика развития поляризованного джета при суббуревых возмущениях [Халипов и др., 2001]. Локальная магнитная активность анализировалась по магнитограммам станции Якутск и станции Жиганск ($L = 4.06$, $\varphi_{\text{геогр.}} = 66.8^\circ \text{ N}$, $\lambda_{\text{геогр.}} = 123.4^\circ \text{ E}$).

Анализ экспериментальных результатов. По данным наблюдений за 11 месяцев в зимние и равноденственные периоды 1989 - 1991 гг. найдено 110 случаев регистрации ПД на станции Якутск. Эмпирически нами было установлено, что развитие ПД в ночные часы на широте Якутска ($L = 3$) происходит обычно для значений АЕ-индекса ≥ 500 нТ. Моменты появления ПД по ионограммам сопоставлялись с моментами суббуревых возмущений с уровнем АЕ ~ 500 нТ и более. При этом отбирались события, когда появлению ПД предшествовала не более чем одна суббуревая активизация в предшествующий интервал времени длительностью не менее, чем 5 ч. Статистические зависимости событий ПД, анализируемых в данном сообщении, от геофизических параметров приведены на Рис.5.1. Они показывают, что на широте станции Якутск поляризованный джет наблюдается, в основном, при $K_p = 3$ и 4 (около 80%, Рис.5.1а) и в секторе местного времени от 20.00 до 01.00 LT (около 73%, Рис.5.1б). Почти полное отсутствие событий при $K_p < 3$ и АЕ < 500 нТ объясняется указанным выше пороговым эффектом, поскольку наблюдения проводятся на $L = 3$. Как видно, эти распределения согласуются с известными измерениями со спутников [Spiro et al., 1978].

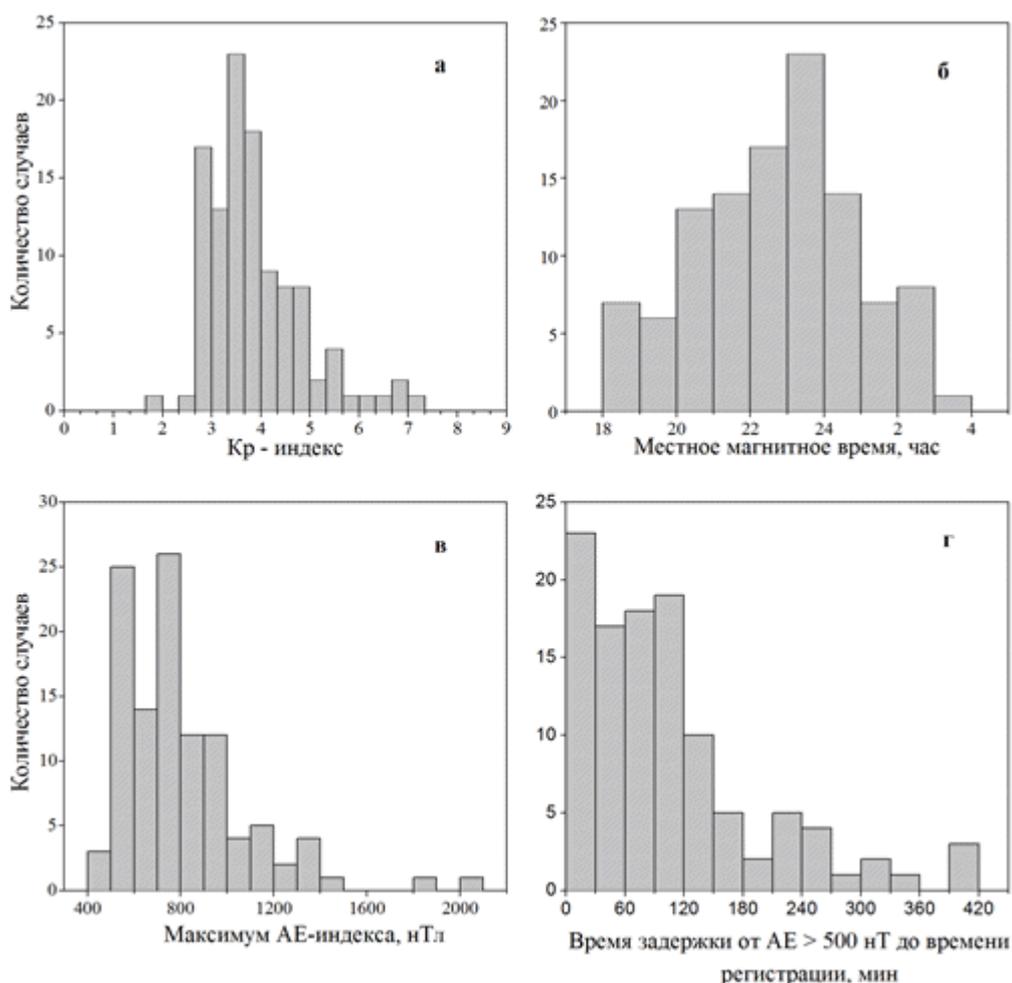


Рис.5.1. Распределение числа случаев регистрации поляризационного джета на ст. Якутск в зависимости от Кр-индекса (а), от местного магнитного времени (б), от величины AE-индекса авроральной активности (в), а также в зависимости от длительности временной задержки между началом суббуревого возмущения с $AE \geq 500$ нТ и моментом регистрации ПД на ст. Якутск (г).

На Рис.5.2 показано распределение временной задержки между моментами начала суббури и появлением ПД над станцией Якутск для случаев, отобранных таким путем. Видно, что временные задержки минимальны для суббури во временном секторе 13.00-17.00 UT, что соответствует местному околополуночному сектору 22.00-02.00 MLT. Наблюдается хорошо выраженное возрастание средней временной задержки для суббури,

развивающихся в раннем вечернем и вечернем секторе MLT (07.00-11.00 UT). В отдельную группу выделены события с $AE \geq 1000$ нТ, которые отмечены крестиками. Соответствующие коэффициенты линейных корреляционных зависимостей между моментами начала суббури с $AE > 500$ нТ и моментами появления ПД над станцией Якутск для указанных двух групп событий составляют соответственно, $R_1 = -0.75$; $R_2 = -0.78$. Существует также небольшая группа из 6 событий, для которых временная задержка превышает 5 часов.

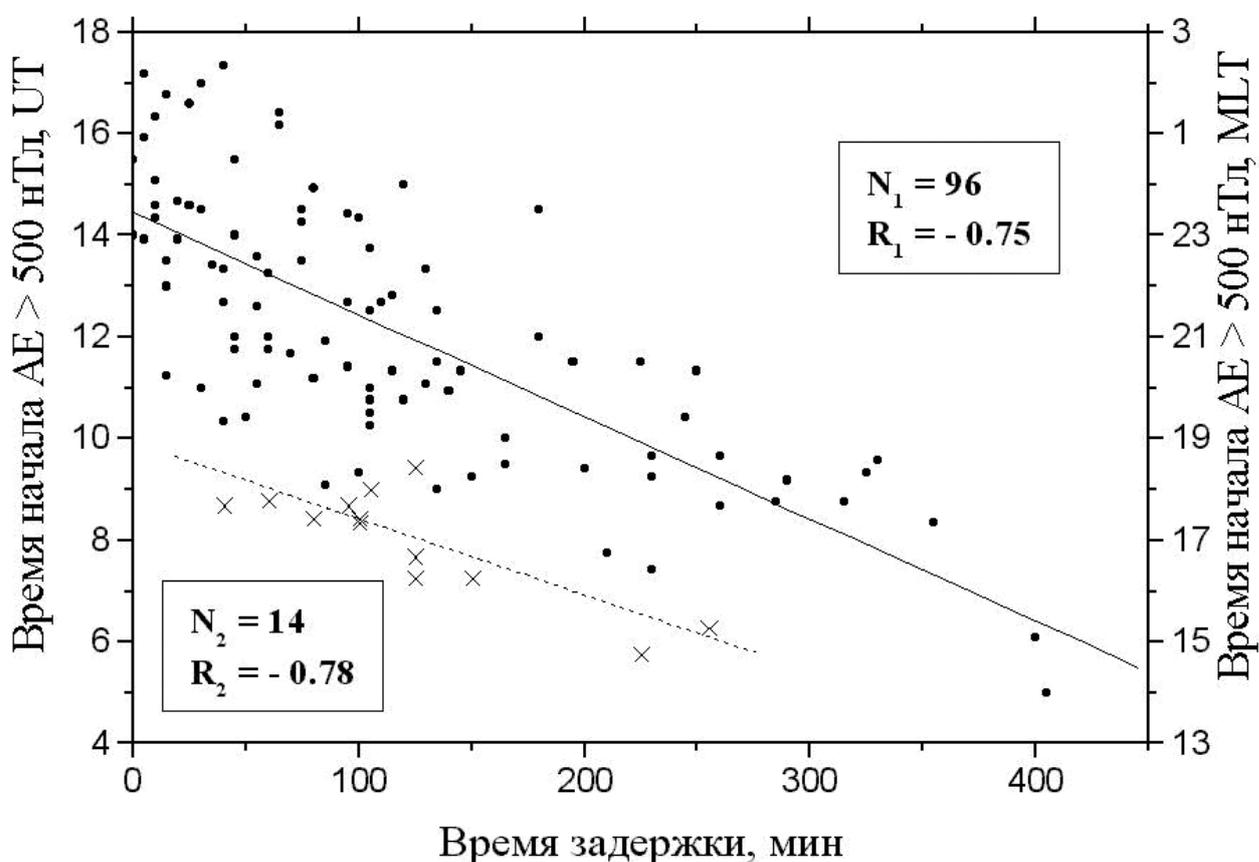


Рис.5.2. Длительность временной задержки между моментом начала суббури с $AE \geq 500$ нТ и появлением поляризационного джета на ст. Якутск для всех случаев наблюдения ПД в вечернем и околополуночном секторах MLT.

Еще более выраженную связь между временем начала суббури и появлением ПД на станции Якутск демонстрирует Рис.5.3, в который включены события из того же массива, но выбранные с дополнительным условием, что время задержки появления ПД над станцией наблюдения не превышает 3 часов после начала суббури. Такое ограничение оправдано, поскольку характерное время жизни ПД как полосы быстрого дрейфа плазмы к западу, определенное по измерениям со спутников [Anderson et al., 1991], составляет также около трех часов. В то же время возникшая в результате структура узкого провала в провале электронной плотности в ионосфере (названная в [Гальперин и др., 1990] «провал в провале») может существовать в неосвещенной Солнцем ионосфере более длительное время уже без электрического поля и дрейфа, давая вклад в так называемый «остаточный провал» («fossil trough»). Очевидно, такая структура будет при этом продолжать наблюдаться при ионосферном зондировании, но это уже не будет ПД. Для событий, выбранных таким образом (Рис.5.3), коэффициент корреляции между началом суббури и появлением ПД достигает 0.95. Штриховая линия на Рис.5.3 отмечает нулевую задержку между рассматриваемыми явлениями. Для пяти событий задержка по времени не превышает 5 мин. Еще для 10 событий она не превышает 15 минут.

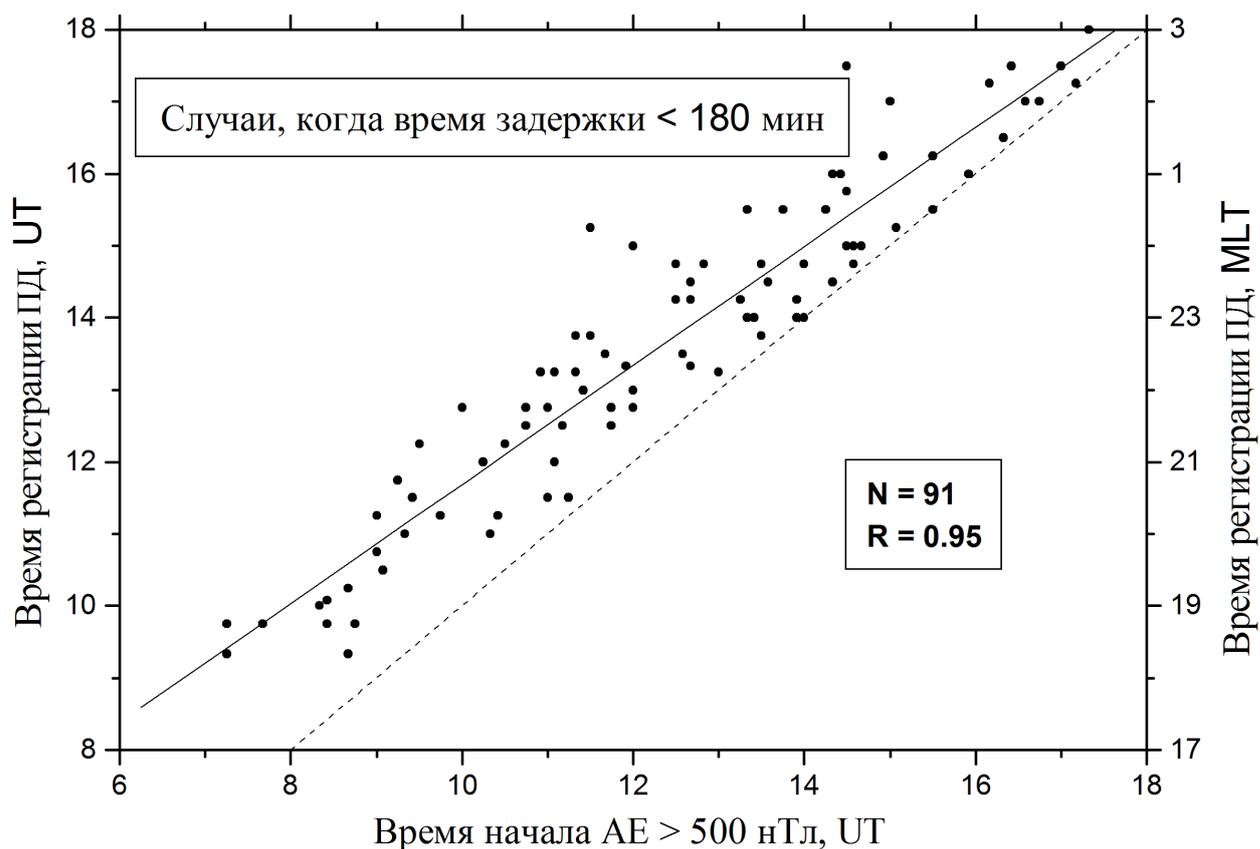


Рис.5.3. Зависимость времени появления поляризационного джета на ст. Якутск от времени начала суббури с $AE \geq 500$ нТ для случаев, когда длительность временной задержки между рассматриваемыми событиями не превышает 3 часов. Штриховая линия обозначает отсутствие задержки.

Сравнение хода линейной аппроксимации массива точек с линией нулевой задержки показывает возрастание задержки регистрации ПД в более ранние часы местного времени. В среднем время запаздывания ПД относительно момента начала суббури составляет около двух часов в раннем вечернем секторе и уменьшается до получаса вблизи полуночи. Эта средняя величина запаздывания согласуется с результатом, полученным по измерениям DE-2 [Anderson et al., 1991; Anderson et al., 1993]. Однако, как видно из приведенных результатов наземных измерений, по крайней мере заметная часть событий (15), относящихся к околополуночному сектору, соответствует появлению ПД в ходе взрывной фазы суббури.

Этот результат противоречит общепринятой точке зрения о формировании ПД лишь на фазе затухания суббури (см., нп. [Сивцева и др., 1983; Anderson et al., 1993]). Вопрос об условиях появления поляризационного джета и его связи с текущим уровнем и характеристиками магнитной активности важен для выяснения природы возникновения сильных локальных электрических полей на субавроральных широтах. Поэтому рассмотрим более подробно некоторые из событий, для которых развитие ПД происходит с минимальной задержкой после начала суббури.

В примере, иллюстрируемом Рис.5.4, вспышке суббури в 17.00 UT предшествовал длительный слабо-возмущенный период. Индекс АЕ достиг уровня 500 нТ в 17.10 UT, поляризационный джет был зарегистрирован на ионосферной станции Якутск в 17.15 UT. В этот момент на магнитограмме станции Якутск, показанной на врезке Рис.5.4, наблюдается максимум положительного бухтообразного возмущения Н-составляющей магнитного поля амплитудой ~ 75 нТ. Уже через 15 мин возмущение Н-составляющей становится отрицательным, что похоже на быстрое прохождение над станцией разрыва Харанга.

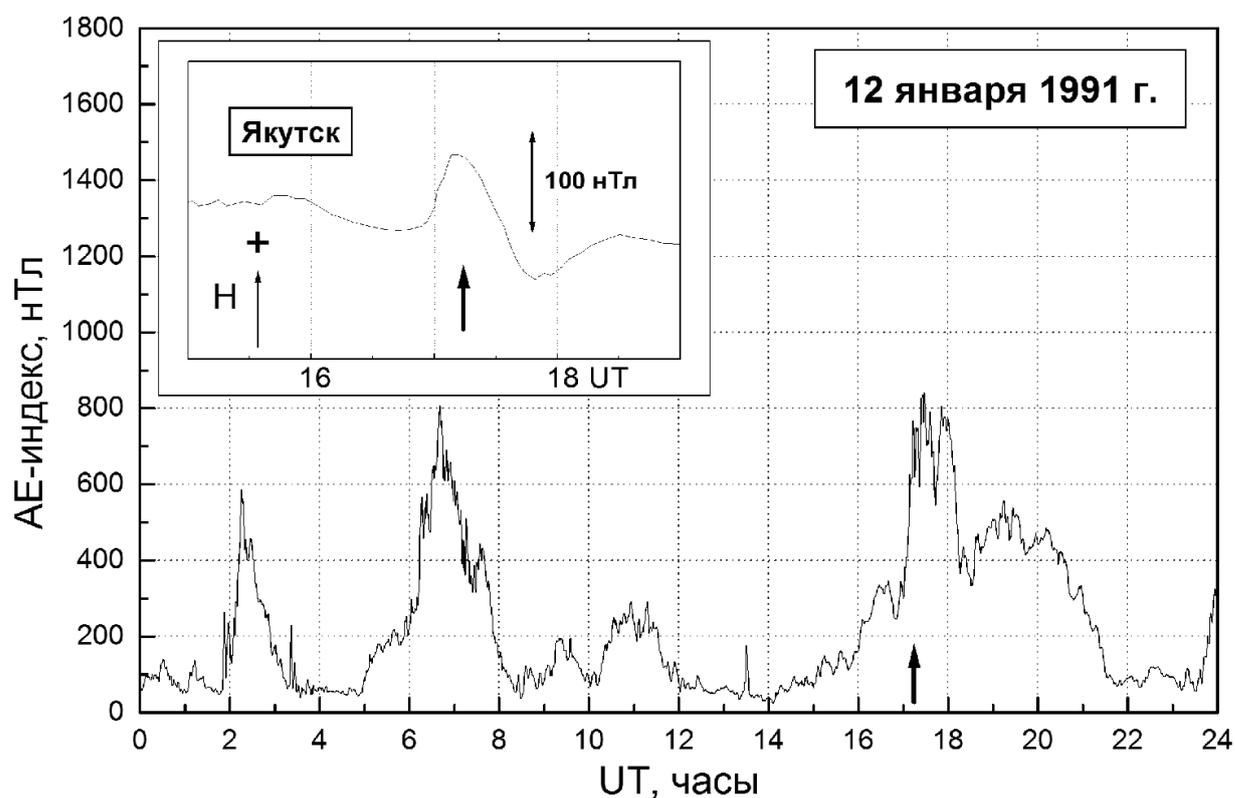


Рис.5.4. Вариации АЕ-индекса авроральной активности и локальной магнитной активности по данным ст. Якутск (врезка) при возникновении поляризационного джета над ст. Якутск 12.01.1991 г. Время начала ПД указано стрелкой.

В другом событии 12.03.1990 г. вспышка суббури в 15.05 UT развилась после более чем пятичасового периода с небольшой возмущенностью (Рис.5.5). Уровень возмущенности по АЕ-индексу составил 500 нТ в 15.05 UT, и к 15.15 UT по данным ионосферной станции Якутск уже развился поляризационный джет. Магнитное возмущение в Якутске в этот момент составляет $\Delta H \sim +50$ нТ и после 15.30 UT меняет свою полярность (на рисунке не показано). В общем магнитные вариации аналогичны показанным на Рис.5.4. Еще более выраженные кратковременные бухтообразные возмущения наблюдаются в это время на ст. Жиганск, расположенной выше по широте почти на 5° (Рис.3.8, врезка). Снова, как и в предыдущем случае, можно заключить, что быстрое формирование ПД через ≤ 10 минут после начала

фазы вспышки суббури сопровождалось биполярной магнитной вариацией, похожей на быстрое прохождение над станцией разрыва Харанга. При этом ПД начал формироваться еще перед положительной фазой вариации магнитного поля.

Было найдено еще несколько случаев наблюдений появления ПД над станцией, которые также сопровождались аналогичными локальными магнитными вариациями.

Таким образом, можно утверждать, что когда формирование ПД происходит над станцией, его запаздывание после момента вспышки может быть весьма мало (≤ 10 мин.), то есть происходит ещё во время фазы вспышки. При этом локальная магнитная вариация может быть весьма похожа на быстрое прохождение над станцией разрыва Харанга в направлении с востока к западу. Эти эффекты наблюдаются не всегда, причем случаи их наблюдений относятся к околополуночному сектору на $L = 3$, т.е. соответствуют высокой активности ($AE \geq 500$ нТ).

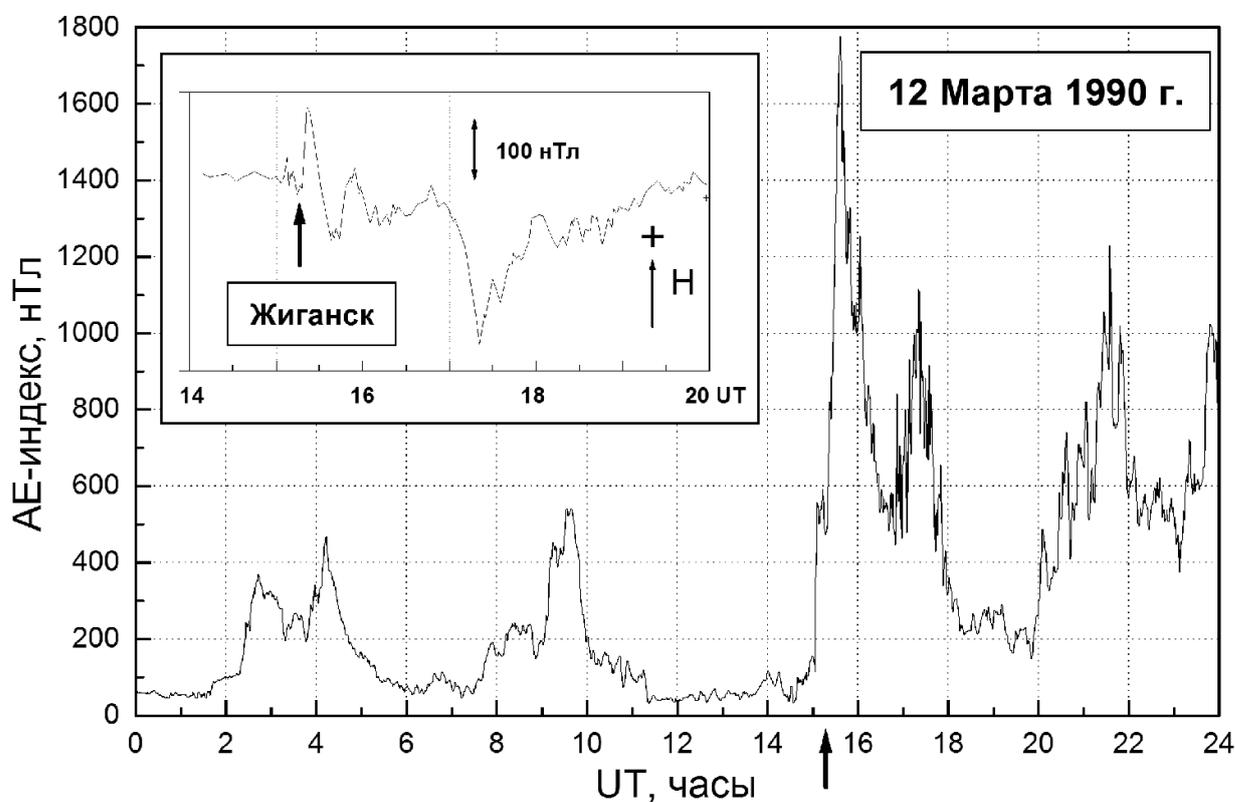


Рис.5.5. Вариации АЕ-индекса авроральной активности и локальной магнитной активности по данным ст. Жиганск (врезка) при возникновении поляризационного джета над ст. Якутск 12.03.1990 г. Время начала ПД указано стрелкой.

Обсуждение полученных результатов и выводы. Для наблюдения начала процесса формирования ПД необходимы непрерывные наблюдения со стационарной платформы в околополуночные часы при возникновении суббури. Это можно осуществить пока только с помощью наземных наблюдений, выбирая такие удачные случаи за длительный период, поскольку вероятность формирования ПД над станцией весьма мала. Представленные нами случаи наблюдений (Рис.5.3) показывают, что запаздывание в появлении ПД относительно вспышки АЕ-индекса минимально для суббуревых событий вблизи местной магнитной полуночи. При этом во многих случаях эти события приходятся на фазу взрыва суббури. Кроме того, такие события зачастую (но не всегда!) сопровождались началом суббурового возмущения на меридиане формирования ПД, регистрируемого и другими наземными методами. Многократные сравнения ионозондовых данных с одновременными магнитными и оптическими измерениями на той же станции помогли точнее идентифицировать начало формирования ПД.

В работе [Anderson et al., 1993] по результатам 30 измерений со спутника DE-2 сделан вывод, что развитие ПД происходит на восстановительной фазе суббури с минимальным временем задержки около получаса после ее начала. Очевидно, что прямые измерения ПД с околоземного спутника, имеющие скважность не менее чем четверть орбитального периода, т.е. более 25 мин., могут уступать наземным при точной временной привязке момента появления ПД над станцией относительно фаз суббури и анализе времени его развития. Заметим, что случаи задержек < 10 мин. между появлением ПД и моментом вспышки суббури иногда наблюдались и со спутника (см. данные,

приведенные на Рис. 9 в [Karlsson et al., 1998]), однако на них не акцентировалось внимание.

На наш взгляд, именно особенности методики наземных ионозондовых наблюдений ПД, их лучшее временное разрешение и существенно большая статистика по сравнению со спутниковыми измерениями лежат в основе различия наших результатов с работой [Anderson et al., 1993]. Вместе с тем, для вечернего сектора среднее время запаздывания ПД относительно начала суббури составляет 1.0-1.5 часа и хорошо согласуется с данными работ [Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998].

Процесс формирования ПД как узкой полосы значительного электрического поля, направленного к полюсу, расположенной в ночном и вечернем секторе примерно вдоль экваториальной границы конвекции, и в частности, время его формирования, остаются дискуссионными (см. [Soutwood and Wolf, 1978; Banks and Yasuhara, 1978; Deminov and Shubin, 1987; Deminov and Shubin, 1988; Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998; De Keyser et al., 1998; De Keyser, 1999]).

Один из предложенных ранее механизмов возникновения поляризованного джета [Soutwood and Wolf, 1978] связан с инъекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу при суббуре в околополуночном секторе и с их более глубоким проникновением к Земле в дополуночном секторе за счёт дрейфового движения вдоль компоненты электрического поля западного направления. Согласно этой модели ПД создаётся электрическим полем, направленным к полюсу и возникающим под действием зарядов энергичных ионов на экваториальной границе их проникновения. При этом естественно ожидать наиболее быстрого проявления этого эффекта в околополуночном секторе, точнее, вблизи меридиана инъекции, и его запаздывающего развития в вечернем секторе по мере долготного дрейфа к западу популяции инжектированных горячих ионов, что качественно согласуется с описанными выше измерениями. Заметим, что некоторые измерения методом когерентного рассеяния

радиоволн также указывают на развитие процесса формирования ПД от полуночного сектора к вечернему [Bourdillon et al., 1982].

Сделаем оценку времени формирования ПД в рамках этого сценария. Заметим сразу же, что решение этой динамической нелинейной задачи с учетом роста электрического поля в полосе ПД и связанного с этим падения педерсеновской проводимости в ионосфере возможно лишь на основе весьма детальной и сложной модели, которая выходит за рамки этой работы. Поэтому мы ограничимся здесь лишь качественной оценкой временного масштаба формирования ПД. Рассмотрим характеристики траекторий инжектированных энергичных ионов на таких L-оболочках с точки зрения создания ими положительного заряда на экваториальной стороне ПД, как это было предложено в [Soutwood and Wolf, 1978].

Предположим, что инжекция ионов происходит в области разрыва Харанга [Erickson et al., 1991] вблизи точки разворота скорости электрического дрейфа к западу на $L = 4$, и что здесь же начинается формирование ПД.

Если электрическое поле в ионосфере, которое здесь направлено к западу, равно 20 мВ/м, то смещение к экватору ионосферной проекции иона за счет электрического дрейфа для $B = 0.5$ Гс за 10 минут составит ~ 0.4 км/с*600 с = 240 км, а его поперечная энергия увеличится на 20 В/км*240 км = 4.8 кэВ. Скорость и период дрейфа частиц за счёт градиента и кривизны дипольного магнитного поля для дипольного поля в экваториальной плоскости, пренебрегая ростом скорости дрейфа за счет бетатронного ускорения, составляют, соответственно,

$$V_{\nabla B} = \frac{mV^2}{2qB} |\nabla_{\perp} \mathbf{B}| \quad \text{и} \quad \tau_{\nabla B} = 2\pi L / V_{\nabla B} . \quad (5.1)$$

При этом для ионов с энергией 30 кэВ, характерной для так называемых «носовых структур» (проникновение инжектированных энергичных ионов на более низкие L-оболочки, см., например, [Ejiri et al., 1980; Ganushkina et al., 2000]), на L = 4 период дрейфа соответствует 6.1 часа. Поэтому за 10 минут такой ион сместится на ~ 0.7 часа MLT, что в проекции на ионосферу составит 584 км в направлении к западу, что превышает размеры области формирования отраженного сигнала наземного ионозонда. Одновременно произойдет смещение иона по широте, которое можно оценить из условия сохранения его полной энергии:

$$\mu B + e\Phi = \text{const}, \quad (5.2)$$

где μ , e – магнитный момент и заряд частицы, B – магнитное поле на экваторе, Φ – электрический потенциал. Для начальных значений L = 4 и 30 кэВ после несложных выкладок получаем смещение на оболочку L = 3.8, т.е. на ~1° к экватору, что соответствует ширине ПД.

Отсюда видно, что для инжектированных ионов в широком диапазоне энергий уже в течение первых 10 минут после инъекции будет происходить заметное смещение их ионосферной проекции к западу и к экватору. Это должно привести к электрической поляризации экваториальной границы их проникновения. Одновременно по мере роста и расширения к западу области положительного заряда будет происходить смещение к западу и всего разрыва Харанга, если понимать его как область разветвления эквипотенциалей крупномасштабного электрического поля на утренний и вечерний вихри.

Как видно, эти оценки и следствия принятой простой модели, доступные наблюдательной проверке, качественно согласуются с описанными выше результатами наземных измерений поляризационного джета.

5.3. Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций

В подглаве 4.3 мы сделали оценку скорости перемещения источника поляризационного джета. При изолированных магнитных возмущениях с $AE > 500$ нТ в интервале 11.00-16.00 UT полоса поляризационного джета перекрывает сектор в 3 часа MLT между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска. Следовательно, при изолированных возмущениях станции наблюдения должны регистрировать одно и то же явление, т.е. поляризационный джет, вызванный этой активизацией возмущения. На Рис.4.9 из главы 4.3 приведена гистограмма распределения случаев запаздывания регистрации ПД между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска, а примеры изолированных магнитных суббурь приведены на Рис.5.10 – для 23 февраля и 13 ноября 1991 года. Стрелками отмечены моменты регистрации поляризационного джета на станции Якутск (Як) и на ст. Подкаменная Тунгуска (ПТ). Оцененная в той главе средняя скорость перемещения источника поляризационного джета на уровне ионосферы составляла около 590 м/с.

Случаи регистрации поляризационного джета на ионосферных станциях, расположенных на разных долготах, но вдоль инвариантных широт на $L = 3-4$, приведены в Таблице 7, а расположение станций на Рис.5.6.

Таблица 7.

N	Дата	Станция	UT	LT	L	λ , град	Delta t, мин
1	02.04.1984	Магадан	11.00	21.00	2.9	150	210
		Якутск	11.15	20.15	3.0	130	
		Архангельск	12.30	15.30	4.0	40	
2	07.04.1984	Магадан	11.00	21.00	2.9	150	105

		Якутск	11.15	20.15	3.0	130	
		Архангельск	12.30	15.30	4.0	40	
3	19.09.1984	Магадан	11.15	21.15	2.9	150	80
		Подк. Тунгуска	12.15	18.15	3.0	90	
		Архангельск	13.00	16.00	4.0	40	
4	23.09.1984	Якутск	09.15	18.15	3.0	130	120
		Салехард	10.30	14.30	4.0	67	
5	19.09.1985	Магадан	10.45	20.45	2.9	150	100
		Подк. Тунгуска	11.45	17.45	3.0	90	
		Архангельск	12.30	15.30	4.0	40	
6	09.04.1990	Магадан	11.15	21.15	2.9	150	150
		Подк. Тунгуска	12.15	18.15	3.0	90	
7	24.04.1990	Магадан	10.45	20.45	2.9	150	
		Подк. Тунгуска	11.30	17.30	3.0	90	15

Отметим, что ионосферные станции регистрируют характерные следы от ПД на ионограммах вертикального радиозондирования ($F3s$ -отражения) или резкие «срывы» критической частоты $F2$ -слоя на суточных f -графиках. Также отметим и то, что станции работали в патрульном, 15-минутном, режиме и все события относятся к изолированным суббурям. В таблице в последней колонке приведена разность времени между началом условной суббури (момент времени, когда вариации АЕ-индекса превышала величину 500 нТ) и временем регистрации ПД наземной станцией вертикального зондирования.

Проведем некоторые вычисления скорости распространения фронта поляризованного джета. Так, в случаях №1, 2, 3 и 5 из Таблицы 4, крайними пунктами регистрации ПД являются Магадан и Архангельск. Разница во

времени между этими пунктами наблюдений составляет примерно 7.3 часов по MLT, а расстояние по прямой – около 5050 км. Промежуточной точкой в двух случаях является ст. Якутск, еще в двух – ст. Подкаменная Тунгуска. Между Магаданом и Якутском разница 1.3 часа, расстояние – 1100 км, а между Магаданом и Подкаменной Тунгуской, соответственно, 4 часа и 3300 км.



Рис.5.6. Расположение ионосферных станций, данные которых использовались для расчета скорости распространения ПД.

В первых двух случаях ПД распространился с восточной точки до западной за 1.5 часа (90 мин), следовательно, средняя скорость распространения фронта составляет примерно 935 м/с или 4.8 ч MLT за 1 час времени. До промежуточной станции Якутск эта скорость составляла около 1220 м/с или 4.3 MLT/ч. В событиях, когда промежуточной точкой является Подкаменная Тунгуска получают следующие значения: 801 м/с или 4.2 MLT/ч (событие №3 и №5). До промежуточной станции Подкаменная Тунгуска эта скорость составляла около 916 м/с или 6.0 MLT/ч. События №4, 6 и 7 включают по две станции наблюдения и получают следующие

значения: 658 м/с или 3.4 MLT/ч (№4), 916 м/с или 6.0 MLT/ч (№6) и 1220 м/с или 8.0 MLT/ч (№7).

На Рис.5.7 приведена зависимость скорости распространения фронта ПД от момента начала условной суббури.

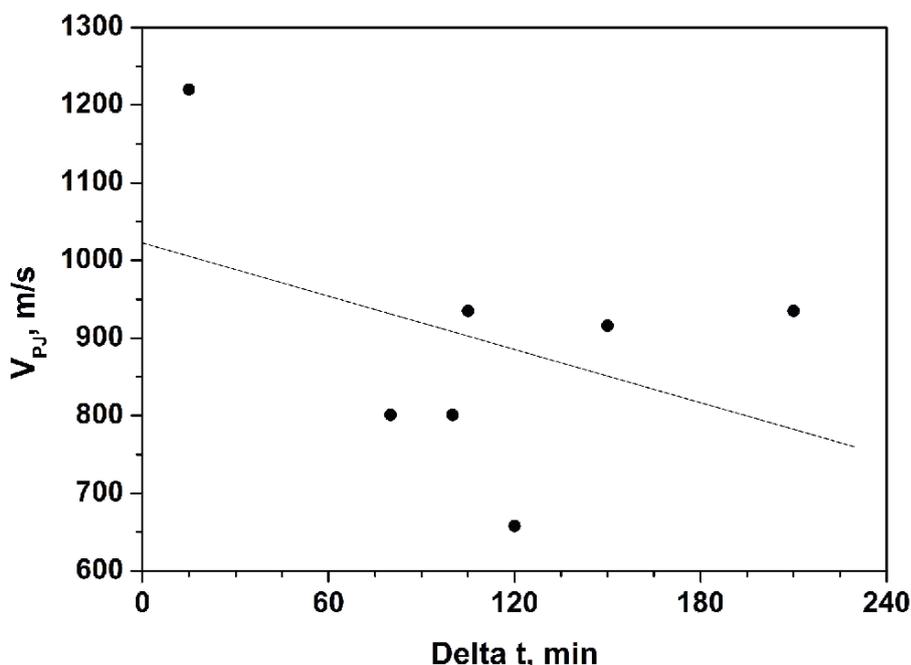


Рис.5.7. Зависимость скорости распространения фронта ПД от момента начала условной суббури.

Из рисунка видно, что чем меньше разность времени между регистрацией на ионограммах поляризационного джета и началом суббури, тем больше скорость распространения ПД.

Таким образом, установлено, что скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций составляет в среднем от 4 до 6 MLT/ч. (~800-900 м/с) на $L \approx 3-4$, причем чем меньше разность времени между регистрацией на ионограммах поляризационного джета и началом суббури (порог АЕ > 500 нТ), тем больше скорость распространения ПД (~1200 м/с).

5.4. Продольные движения ионосферной плазмы при наблюдении поляризационного джета со спутников

Здесь рассмотрены экспериментальные измерения горизонтальных и вертикальных скоростей ионных дрейфов со спутников во время событий поляризационного джета [Stepanov et al., 2018]. Используются данные спутника Космос-184 за ноябрь 1967 г., спутника DE-2, который был запущен в середине 1981 г. и активно работал до конца 1982 г., советско-французского спутника AUREOL-3 и спутников серии DMSP. Данные спутника DE-2 были любезно предоставлены д-ром В. Хансоном из центра космических наук университета Техаса в Далласе (штат Техас, США).

Спутник Космос-184 был запущен 30 октября 1967 г., с круговой орбитой на высоте 630 км и наклоном 83° . Данные были получены до конца ноября 1967 г. Прибор для измерений дрейфа ионов, установленный на спутнике Космос-184, подробно описан в [Ponomarev and Samborski, 1970] и он был ориентирован вдоль вектора скорости спутника. Процедура обработки данных описана в [Гальперин и др., 1973а, б]. Дрейфметр, установленный на спутнике DE-2, описан в [Hanson et al., 1981; Heelis et al., 1981].

Было отобрано 76 пролетов, когда на обоих спутниковых приборах, измеряющих горизонтальную компоненту скоростей ионного дрейфа, регистрировались узкие и интенсивные пики в западном направлении на субавроральных широтах ($\Lambda_0 \leq 63^\circ$). Такие пики скоростей являлись основным критерием определения признаков поляризационного джета. Чтобы исключить влияние скоростей ветра в субавроральной ионосфере в возмущенные периоды, мы рассматривали пики дрейфовых скоростей, которые имели значение ≥ 1 км/с. Высотный интервал измерений охватывал диапазон от 300 до 1000 км, а временной интервал от 19.00 до 24.00 часов MLT.

На Рис.5.8 показана зависимость вертикальных ионных скоростей от горизонтальных скоростей в поляризационном джете. Имеется общая

тенденция увеличения и положительных и отрицательных продольных скоростей с увеличением горизонтальных (или поперечных) скоростей. Здесь же штриховой линией нанесены максимальные и минимальные модельные значения продольных скоростей для величин поперечных скоростей $V_{cross} = 2, 3$ и 4 км/с и при $t = 5$ мин (время, прошедшее после включения механизма поляризационного джета) [Зинин и др., 1998]. Модельные вычисления проводились для силовой трубки, которая была расположена на $L = 7$.

На Рис.5.9 представлено распределение вертикальных скоростей в поляризационном джете от высоты измерения их на спутниках. Для сравнения на этом же рисунке нанесены модельные профили: сплошной линией профиль, полученный в [Sellek et al.,1991] для $L = 4$, $V_{cross} = 2$ км/с и $t = 9$ мин; мелкой штриховой линией профиль, полученный в [Korosmezey et al.,1992] для $L = 5$, $V_{cross} = 3$ км/с и $t = 10$ мин; крупной штриховой линией профиль, соответственно, для $L = 7$, $V_{cross} = 3$ км/с и $t = 10$ мин [Зинин и др., 1998]. Здесь крестиками отмечены измерения со спутника DE-2, а звездочками измерения со спутника Космос-184.

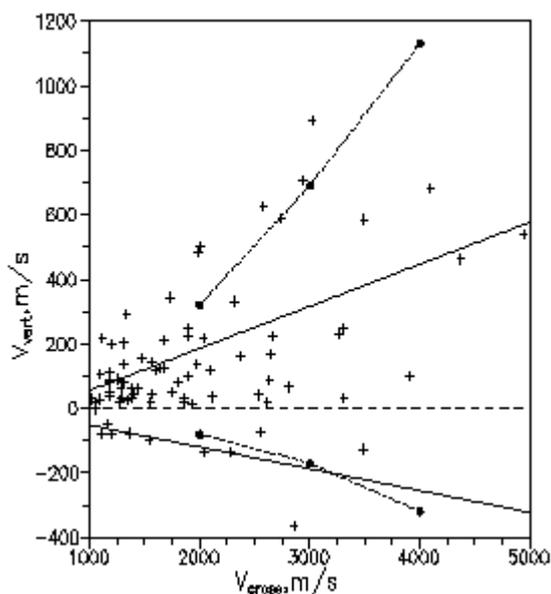


Рис.5.8. Взаимная зависимость вертикальных и горизонтальных скоростей. Также приведены модельные расчеты скоростей по [Зинин и др., 1998].

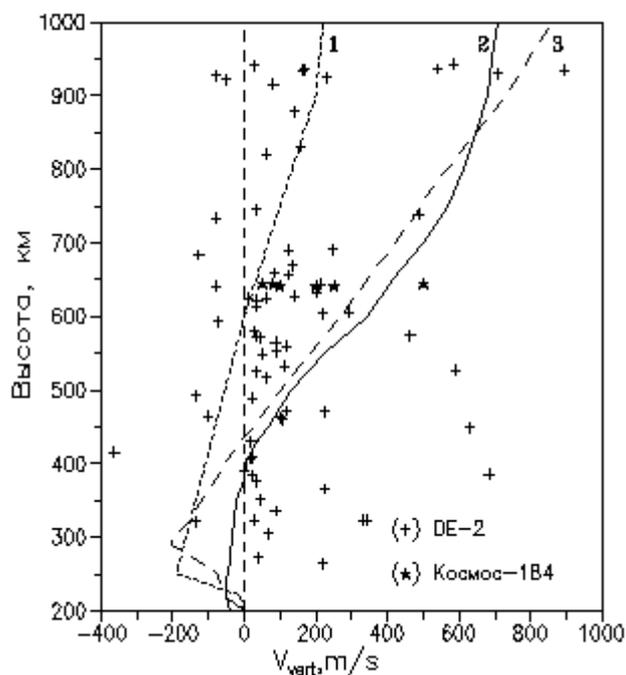


Рис.5.9. Распределение вертикальных скоростей в поляризованном джете от высоты измерения их на спутниках. Для сопоставления приведены модельные профили, полученные в работах [Schunk et al., 1976; Anderson et al., 1991; Зинин и др., 1998].

Сопоставление расчетных и экспериментальных измерений показывает, что существует целая группа экспериментальных измерений, которые нельзя объяснить модельными профилями. Следовательно, в модельных расчетах не учтены факторы для ускорения ионов вверх из области максимума F-области.

Одним из характерных признаков поляризованного джета является его низкая по отношению к фоновому уровню концентрация N_i на высотах F-области. Пониженная концентрация N_i внутри узкой области, каким является поляризованный джет, как было упомянуто выше, создается вследствие

быстрого выноса плазмы к западу и роста скоростей рекомбинационных процессов [Schunk et al., 1976] и, кроме того, могут сыграть определенную роль продольные движения ионов вверх и вниз, которые обусловлены фрикционным нагревом в области F [Sellek et al., 1991]. Таким образом, на субавроральных широтах в неосвещенное время суток, а это область главного ионосферного провала, на месте развития поляризационного джета появляется узкий и глубокий субпровал. В [Anderson et al., 1991] были приведены примеры широтных профилей N_i во время развития поляризационного джета для трех пролетов спутника DE-2 на высотах 300, 700 и 1000 км (см. их Рис.2). Было показано, что субпровал ярко выражен на 300-х км, менее выражен на 700-х км, а на высоте 1000 км наблюдается даже "антипровал".

На следующем Рис.5.10 показана высотная зависимость отношения фоновой концентрации N_i к концентрации N_i в максимуме поляризационного джета (N_i (in PJ max)). Это отношение дает глубину субпровала - чем больше отношение, тем глубже субпровал. При N_i / N_i (in PJ max) = 1 никакого субпровала в широтном ходе N_i не наблюдается. На Рис.5.10 приведены примеры для 34-х случаев со спутника DE-2 и 4-х случаев со спутника AUREOL-3 (отмечены светлыми звездочками). Измерения со спутника AUREOL-3 получены с прибора ISOPROB в феврале-марте 1982 г. пролеты 2068, 2307, 2320 и 2427. Как видно из рисунка, чем ниже высота измерения, тем глубже субпровал.

Следовательно, можно сделать вывод о том, что глубина субпровала или N_i / N_i (in PJ max) ниже 1000 км прямым образом зависит от высотного профиля концентрации заряженных частиц.

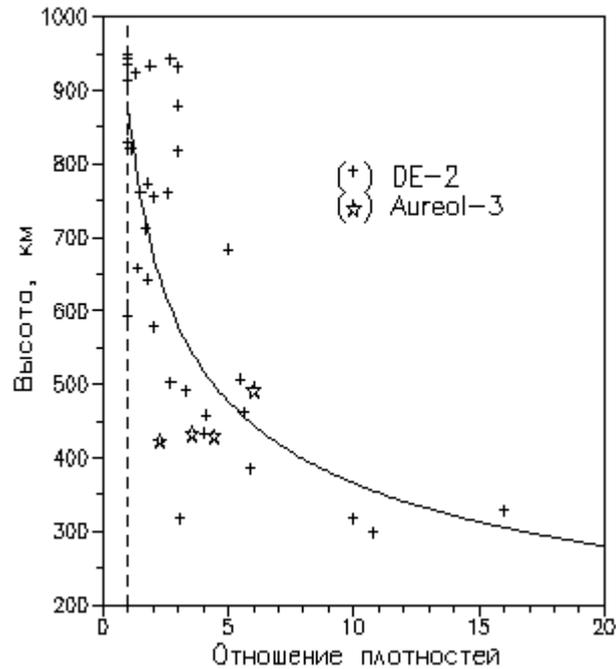


Рис.5.10. Отношение плотности ионной концентрации на экваториальном краю поляризационного джета к плотности в максимуме горизонтальной скорости поляризационного джета.

Теперь рассмотрим одновременные наземные и спутниковые измерения полосы быстрого дрейфа ионосферной плазмы от 23.06.2005 г., полученные во время сильной геомагнитной бури [Халипов и др., 2016б]. Это событие интересно по двум причинам. Во-первых, измерения выполнены в условиях освещенной летней ионосферы. Во-вторых, в течение этой бури наблюдался постоянный очень высокий уровень геомагнитной активности. 23.06.2005 г. спутники DMSP выполнили целую серию дрейфовых измерений, синхронных с наземными доплеровскими измерениями скорости ионосферной плазмы. На Рис.5.11 видно, что возрастание скоростей дрейфа в области F ионосферы начинается с 07:00 UT при резком увеличении AE-индекса с 800 до 1800 нТл. Следующего максимума скорости дрейфа достигают в 13:30 UT после интенсивного возмущения порядка 1600 нТл в 13:00 UT. Вертикальными

линиями на Рис.5.11 показаны моменты пролета спутников вблизи меридиана ст. Якутск.

На Рис.5.12 слева приведена полярная проекция пролета спутника F14, на которой хорошо виден поляризационный джет, внедренный в структуру SAPS. Максимальная скорость в полосе поляризационного джета составляет 2.5 км/с. Синхронное измерение ионозондом DPS-4 дает значение скорости около 550 м/с на высоте области F. Максимальные скорости по данным спутниковых измерений наблюдаются на 1.5° экваториальнее станции Якутск. На широте наземной станции наблюдается дрейф со скоростью около 1 км/с. В правой части Рис.5.12 приведены развертки по времени вертикальной и горизонтальной скоростей дрейфа, измеренных на спутнике F14. Можно видеть над полосой поляризационного джета восходящие потоки плазмы со скоростью, превышающей 1 км/с. Спустя час спутник F13 наблюдает полосу ПД при пролете над северным полушарием и также регистрирует восходящие потоки над поляризационным джетом (не показано на рисунке). Пролет спутника F15 в отрезок времени 10:08–10:15 UT происходит точно над ст. Якутск (левая часть Рис.5.13). Скорости горизонтального и вертикального дрейфов, измеренные на спутнике и наземным ионозондом, достаточно хорошо согласуются между собой (Рис.5.11–4.13). Скорость вертикального дрейфа, измеренная на спутнике F15, очень высока и составляет 1.4 км/с. Последующий пролет спутника F15 в 13:30–13:40 UT регистрирует все ту же структуру SAPS на субавроральных широтах и скорости восходящих потоков до 500 м/с (не показано на рисунках).

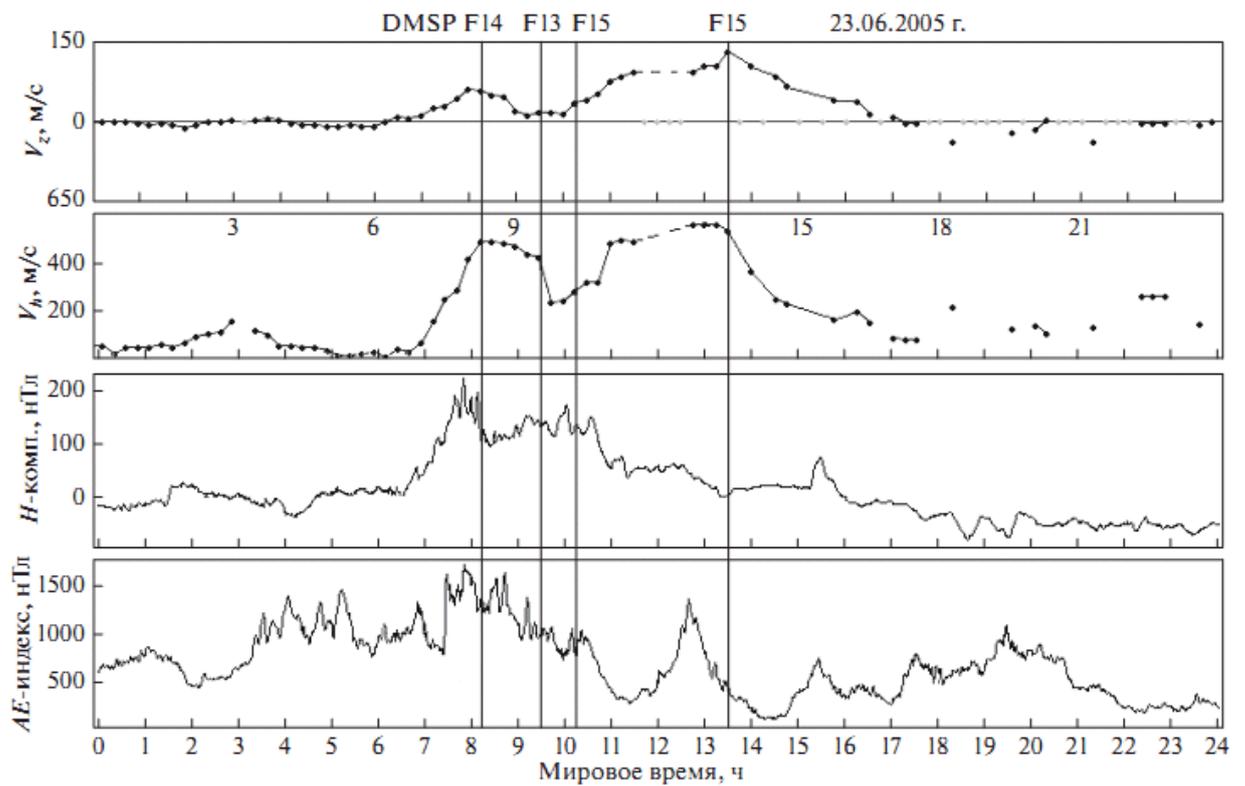


Рис.5.11. Измерения дрейфов на ст. Якутск 23.06.2005 г. во время развития сильной магнитной бури. Моменты пролета спутников DMSP вблизи якутского меридиана обозначены вертикальными прямыми линиями. V_z , V_h – вертикальная и горизонтальная компоненты скорости ионосферной плазмы, соответственно.

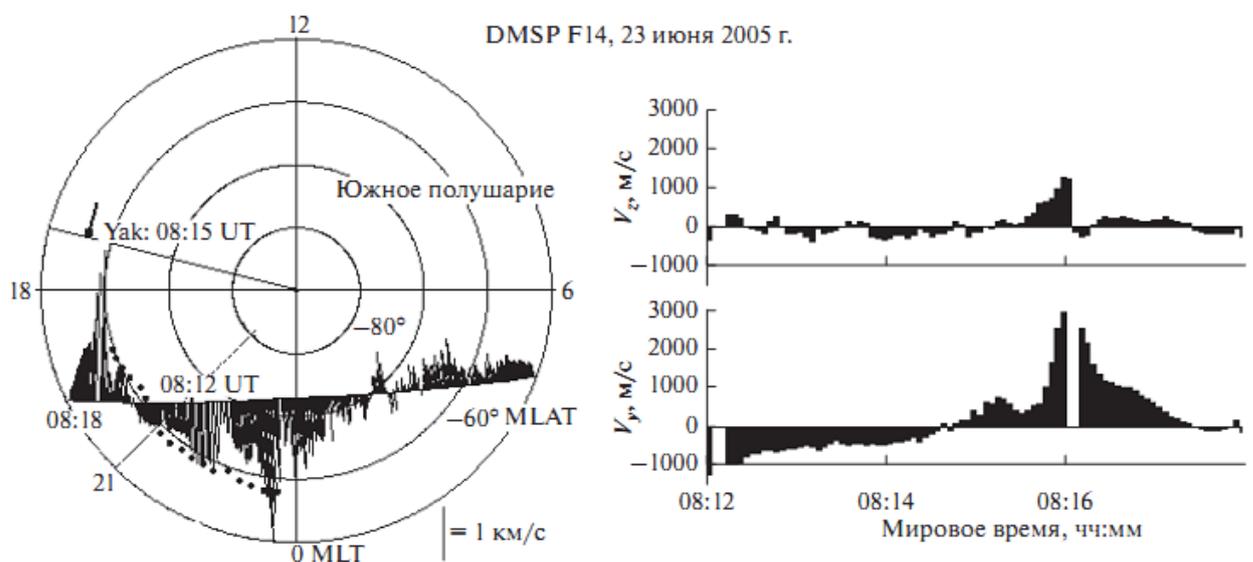


Рис.5.12. Одновременные измерения дрейфа плазмы на спутнике DMSP F14 при пролете в южном полушарии и на станции Якутск дигизондом DPS-4. Слева на полярной проекции стрелкой отмечена величина и направление дрейфа плазмы по наземным данным. Точками показано положение полярной стенки провала, определенное методом трассирования радиоволн по данным DPS-4. Справа представлена временная развертка измерений вертикальной скорости V_z и горизонтальной скорости V_y плазмы по данным спутника DMSP F14.

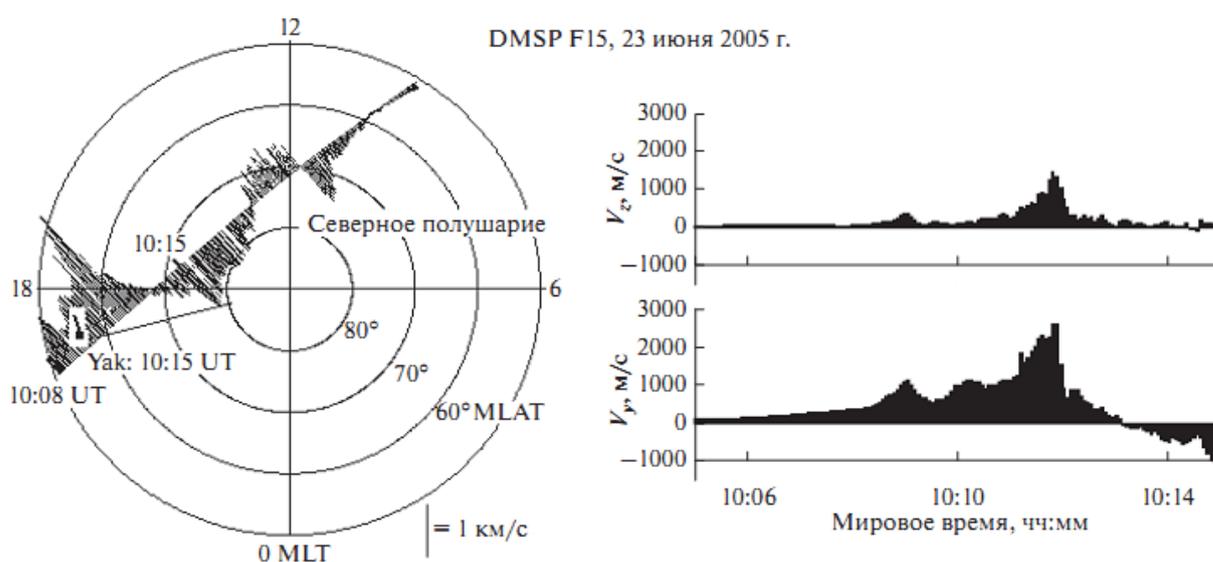


Рис.5.13. Одновременные измерения дрейфа плазмы на спутнике F-15 при пролетах в северном полушарии и дигизондом DPS-4 на ст. Якутск. Полоса SAPS перекрывает диапазон более 15 градусов по широте.

В этот возмущенный период как горизонтальная, так и вертикальная скорости выноса плазмы были столь высоки, что в условиях летней освещенной ионосферы скорости ионизации электронами диффузной авроральной зоны оказалось достаточно, чтобы сформировать полярную кромку провала. Полярная кромка провала, отмеченная на Рис.5.12 точками, сформировалась в 10:45 UT и просуществовала в этих условиях несколько часов. Как можно видеть из приведенных спутниковых данных, полоса

быстрого дрейфа регистрировалась в течение пяти с половиной часов. Примерно такое же время жизни ПД зарегистрировано и по наземным ионозондовым измерениям (Рис.5.11).

Таким образом, синхронные наземные и спутниковые измерения показали, что эти два вида измерений хорошо согласуются между собой и описывают одну и ту же физическую картину вблизи области плазмопаузы. По наземным доплеровским измерениям на ионосферной станции Якутск обнаружено, что во время регистрации быстрого западного дрейфа плазмы наблюдается возрастание вертикального дрейфа плазмы до 50–150 м/с. Показано, что во время сильного геомагнитного возмущения 23.06.2005 г. спутники DMSP наблюдали восходящие потоки плазмы над полосой поляризационного джета со скоростями до 1.2 км/с. в течение пяти с половиной часов.

5.5. Дрейфы ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета по наземным наблюдениям

В данной подглаве анализируются данные вертикального радиозондирования и доплеровские измерения на ст. Якутск за 2006 и 2012–2016 гг. Выборка дней для просмотра, обработки и анализа ионосферных данных производилась по планетарному АЕ-индексу. В ходе наземных измерений было установлено, что на широтах ст. Якутск проявления поляризационного джета в большинстве случаев развиваются после активизаций геомагнитного возмущения с пороговой величиной ≥ 500 нТл [Халипов и др., 2001]. Проявление поляризационного джета на ионограммах субавроральных станций подробно описано в работах [Galperin et al., 1986; Степанов и др., 2017] и кратко сводится к следующему: на ионограммах вертикального зондирования при развитии поляризационного джета регистрируются дополнительные следы отражений, меньшие по частоте и расположенные на большей дальности, чем регулярные фоновые следы. После появления таких отражений критические частоты фонового слоя $F2$ могут резко уменьшаться в течение 15 – 30 мин на 2–4 МГц и более, т.е. происходит «срыв» частоты, который четко прорисовывается на суточных f -графиках ионосферных данных.

На Рис.5.14 приведен пример измерений скоростей дрейфа ионосферной плазмы и вариаций параметров слоя $F2$ над ст. Якутск за 4 сентября 2016 г. На левой стороне рисунка показаны вариации вертикальной (V_z) и горизонтальной (V_h) скоростей, а также направление дрейфа ионосферной плазмы (Azimuth), где 270° – западное направление. На правой стороне приведен фрагмент суточных вариаций критической частоты (светлые кружочки) и минимальной высоты отражений от $F2$ -слоя ионосферы (черные квадратики). Здесь же жирной черной линией показан прогнозный ход критических частот по модели IRI. Видно, что в период развития поляризационного джета над станцией наблюдаются повышенные значения скоростей дрейфа ионосферной плазмы в западном направлении, рост

вертикальной составляющей дрейфа плазмы, а также существенные вариации ионосферных параметров – «срыв» частоты и рост минимальной высоты отражений.

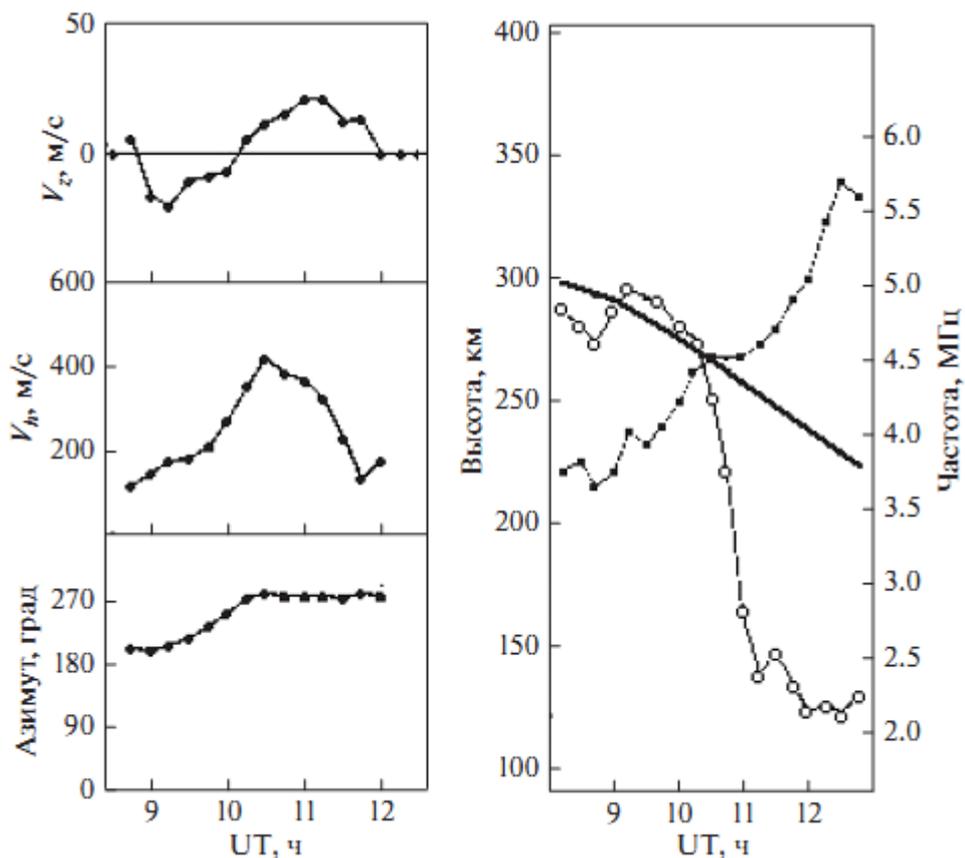


Рис.5.14. Вариации скоростей дрейфа ионосферной плазмы (слева) и ионосферных параметров (справа) над Якутском 4 сентября 2016 г.

Всего в ходе анализа ионосферных материалов было обнаружено и рассмотрено 110 событий поляризационного джета. Выявлено, что в периоды наблюдения поляризационного джета скорости горизонтальных и вертикальных дрейфов существенно выше, чем их фоновые движения. Скорости горизонтального дрейфа плазмы составляют, в среднем, ~300–600 м/с (есть события со скоростями 900–1000 м/с). Скорости вертикальной составляющей дрейфа, также в среднем, составляют 30–50 м/с (есть события со скоростями 100–150 м/с).

Чтобы сопоставить составляющие скоростей дрейфа ионосферной плазмы мы использовали метод наложения эпох. В каждом событии рассматривался 4-часовой интервал измерений скоростей дрейфа: по 2 ч до и после реперного времени. Отметим, что все значения скоростей были нормализованы по максимуму. За реперное время (0 на оси абсцисс) принималось время максимума горизонтальных скоростей во время наблюдения полярizationного джета. По оси ординат откладывались средние значения нормализованных вертикальных скоростей. Результаты анализа приведены на Рис.5.15, где все события с развитием ПД над Якутском подразделены на 4 ситуации. Было обнаружено, что только в ~28% случаев максимальные значения вертикальных скоростей в полосе полярizationного джета совпадали с максимумом горизонтальных скоростей (1-я ситуация – см. Рис.5.15а). Оставшиеся события распределены приблизительно в равных пропорциях между еще тремя ситуациями (Рис.5.15б, в, г): 1) пик вертикальных скоростей за ~1 ч до реперного времени; 2) пик вертикальных скоростей спустя ~1 ч после реперного времени и 3) два пика вертикальных скоростей: первый за ~1 ч до максимума горизонтальных скоростей, второй спустя ~1 ч после максимума горизонтальных скоростей.

На рисунке также приведены коэффициенты детерминации (R^2) и значения стандартных отклонений (SD), определенные для уравнений регрессии, в которых зависимости компонентов скорости дрейфа плазмы от времени аппроксимированы полиномами шестой степени, а также количество рассмотренных событий (N).

Природу такого поведения вертикальных скоростей относительно горизонтальных, при несовпадении пиков скоростей и наличии электрического поля северного направления, можно попытаться объяснить следующим образом: пик до реперного времени возникает за счет джоулева нагрева из-за столкновений ионов с нейтралами; далее, при максимуме горизонтальной скорости (в 0 ч) нейтралы уже вовлечены в движение, и разность скоростей меньше и, следовательно, нагрев меньше; после

максимума ионы притормаживают, а нейтралы движутся со старой, приданной им ионами скоростью, разность скоростей снова нарастает и, в результате, снова растет джоулев нагрев и вертикальный вынос.

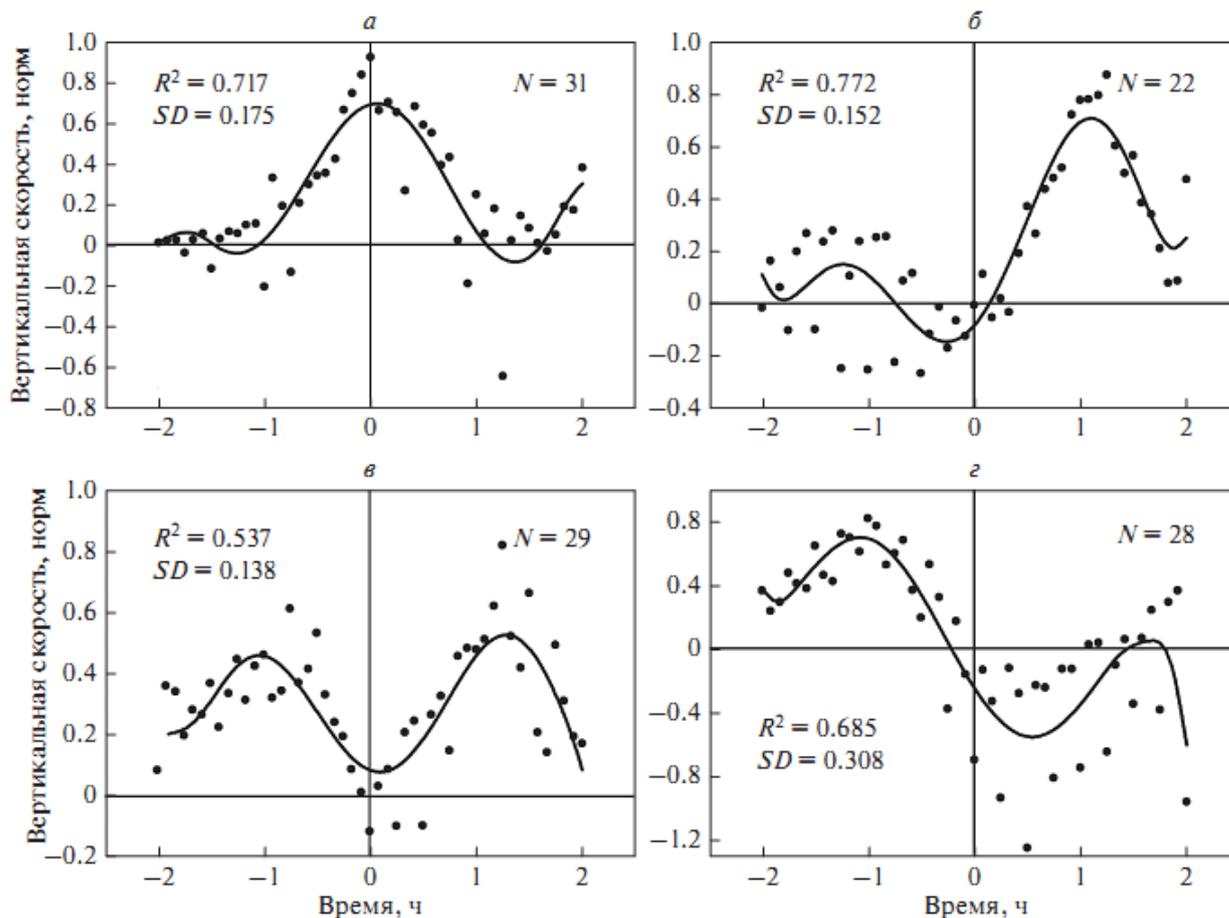


Рис.5.15. Горизонтальные и вертикальные скорости дрейфа ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета. Кривые на рисунках – аппроксимирующие линии, точки – нормализованные значения скоростей.

Могут быть и другие механизмы, объясняющие наличие пиков вертикальных скоростей, например, связанные с продольными токами зон 1 и 2 [Figueiredo et al., 2004].

Таким образом, по наземным доплеровским измерениям на ионосферной ст. Якутск обнаружено, что в периоды наблюдения поляризационного джета скорости горизонтальных и вертикальных дрейфов существенно выше, чем их

фоновые значения. Скорости горизонтального дрейфа плазмы составляют, в среднем, ~300–600 м/с (есть события со скоростями 900–1000 м/с). Скорости вертикальной составляющей дрейфа, также в среднем, составляют 30–50 м/с (есть события со скоростями 100–150 м/с).

По результатам доплеровских измерений на субавроральной ионосферной станции Якутск также показано, что при развитии поляризационного джета над станцией наблюдения значения пиков вертикальных скоростей дрейфа плазмы относительно пиков горизонтальных скоростей могут не совпадать по времени и направлению, вызывая различные ситуации их взаиморасположения.

ГЛАВА 6. Влияния поляризационного джета на структуру субавроральной ионосферы

6.1. Расчеты распределения концентрации ионов (электронов) в субавроральной области F ионосферы при включении сильных электрических полей

По сопоставлению одновременных комплексных спутниковых и наземных измерений (по данным Якутской цепочки ионосферных станций Якутск – Жиганск – Тикси), в главах 3.3 и 3.4 настоящей диссертации было показано, что появление полосы быстрого дрейфа ионосферной плазмы к западу обусловлено развитием интенсивного (более 30 мВ/м) направленного к полюсу электрического поля вблизи проекции плазмопаузы [Филиппов и др., 1985; Galperin et al., 1986; Филиппов и др., 1987; Филиппов и др., 1989; Халипов и др., 2001]. Такое поле приводит к формированию узких (100-200 км) и глубоких ($\leq 10^4$ см⁻³) провалов ионизации в области главного ионосферного провала. Таким образом, развитие поляризационного джета (ПД) на высотах ионосферы вызывает значительное уменьшение критических частот и подъем $F2$ -слоя и довольно хорошо определяется по измерениям ионозондов. Анализ ионограмм, полученных в моменты развития ПД вблизи зенита станции наблюдения показал, что в эти периоды происходит резкое уменьшение критической частоты $F2$ на 2 – 4 МГц и более за короткий интервал времени 15 – 45 мин. Следовательно, на f -графиках ионосферных станций наблюдается резкий срыв критической частоты (СКЧ) регулярного слоя $F2$. Во время развития ПД на ионограммах ионосферных станций, также появляются дополнительные следы отражений, классифицируемые как отражения $F3s$ [Шульгина, 1974], которые являются основным ионосферным признаком поляризационного джета [Galperin et al., 1986].

Для исследования влияния поляризационного джета на структуру субавроральной ионосферы нами был сделан численный эксперимент на

трёхмерной модели высокоширотной ионосферы, модернизированной с учётом возникновения сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения [см. нп., Голиков и др., 2005; Голиков и др., 2008; Голиков и др., 2009; Bondar et al., 2009; Bondar et al., 2014; Бондарь и др., 2010; Степанов и др., 2010; Golikov et al., 2011; Степанов и др., 2011; Гололобов и др., 2014; Тащилин и Романова, 2014].

Для сравнения модельных и экспериментальных данных в условиях возникновения в субавроральной ионосфере поляризованного джета были обработаны данные цифрового и аналогового ионозондов за равноденственные периоды 2005 – 2006 гг. для станций Тикси, Жиганск и Якутск. Выбор равноденственных периодов объяснялся тем, что наибольшая частота регистрации этого явления по наземным данным приходится на эти промежутки времени [Решетников и др., 1987; Степанов и др., 2008]. Начальные условия для модельных расчётов были приближены к реально наблюдаемым геофизическим условиям при возникновении ПД.

Положение электрического поля может задаваться на определенной широте и долготе. Фоновые модельные значения напряженности электрического поля E_0 на субавроральных широтах составляют около 5 мВ/м.

В модельных расчётах дополнительно задавались следующие условия, учитывающие поляризованный джет:

- Долготный (временной) интервал расчетов – от 0 до 270° (от 12.00 до 06.00 часов MLT);
- Широтный интервал расчетов – от 40 до 90° географической широты;
- Геомагнитная активность – $K_p = 3 \div 5$;
- Сезон – равноденствие, лето, зима;
- Локальные электрические поля магнитосферного происхождения северного направления шириной 1 - 2° и значениями поля от 5 до 100 мВ/м.

Модельные расчеты с включением дополнительного локального электрического поля показали существенно изменившуюся структуру

субавроральной ионосферы – в области главного ионосферного провала формируется и наблюдается узкий и глубокий провал. Формирование такого субпровала в работах [Гальперин и др., 1973а, б; Филиппов и др., 1987; Филиппов и др., 1989] объясняется выносом ионосферной плазмы на дневную сторону при сильных электрических полях и изменением скоростей фотохимических реакций ионов и нейтральных частиц.

На Рис.6.1 в географической системе координат приведены картины изолиний равной электронной концентрации n_e (в ед. 10^4 см^{-3}). Спокойный период равноденствия без включения дополнительного локального электрического поля показан на Рис.6.1а, а последующие картины этого же периода (б, в, г) показывают изолинии при E_0 , равном 25.5, 51 и 76.5 мВ/м, соответствующим скоростям западного дрейфа 500, 1000 и 1500 м/с. Положения поляризационного джета для расчетов были локализованы на широтах станций Тикси, Жиганск и Якутск соответственно, и для разных значений геомагнитной возмущенности ($K_p = 3_0, 4_0$ и 5_0). Из рисунка видно, что на месте включения сильных электрических полей возникают сгущения изолиний, свидетельствующие о формировании здесь узких и глубоких провалов в n_e , в результате влияния западного дрейфа ионосферной плазмы.

Широтные профили n_e в 18.00, 20.00 и 22.00 MLT показаны на Рис.6.2 при трех значениях скоростей. Положение ПД на широте 66° отмечено стрелкой. Отметим, что узкие провалы в n_e наиболее выражены при высоких фоновых значениях n_e , т.е. в ранние вечерние часы MLT, и менее выражены при низких уровнях фона в предполуночные часы.

Результаты сопоставления модельных расчетов с экспериментальными данными наземных станций ионосферного зондирования приведены на Рис.6.3. За конкретные дни весеннего равноденствия поляризационный джет в двух случаях регистрировался вблизи зенита ст. Тикси, а еще в двух – ст. Жиганск. Здесь по оси абсцисс отложены географические широты, а по оси ординат – частоты $F2$ в МГц. Расположения станций Якутской цепочки на оси

абсцисс обозначены как Як, ЖГ и Тк, соответственно для ионозондов Якутска, Жиганска и Тикси.

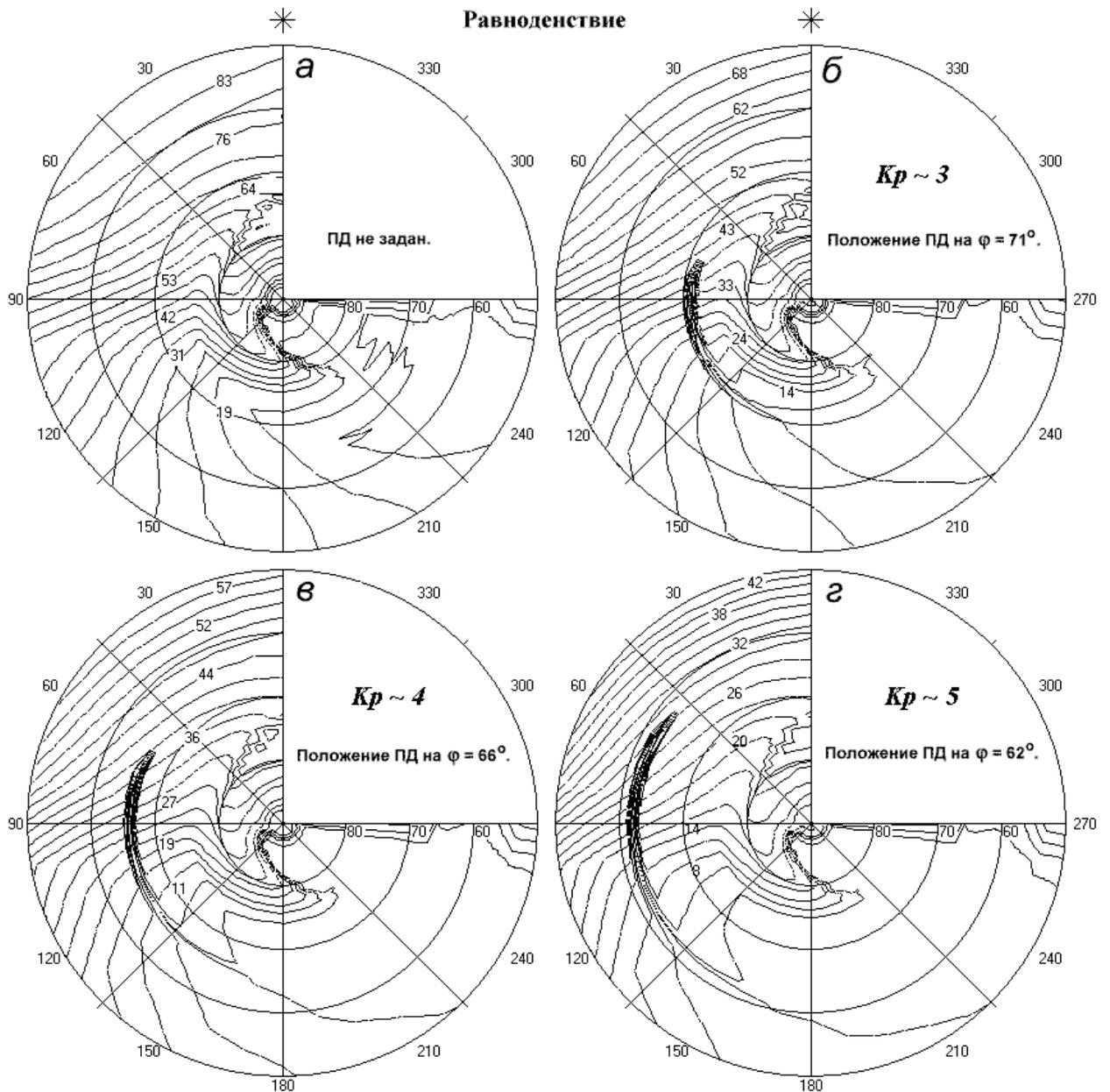


Рис.6.1. Картины изолиний равной электронной концентрации n_e (в ед. 10^4 см^{-3}): *a* - спокойный период равноденствия без включения дополнительного локального электрического поля; *б*, *в*, *г* - изолинии при E_θ равном 25.5, 51 и 76.4 мВ/м, или при скоростях западного дрейфа 500, 1000 и 1500 м/с.

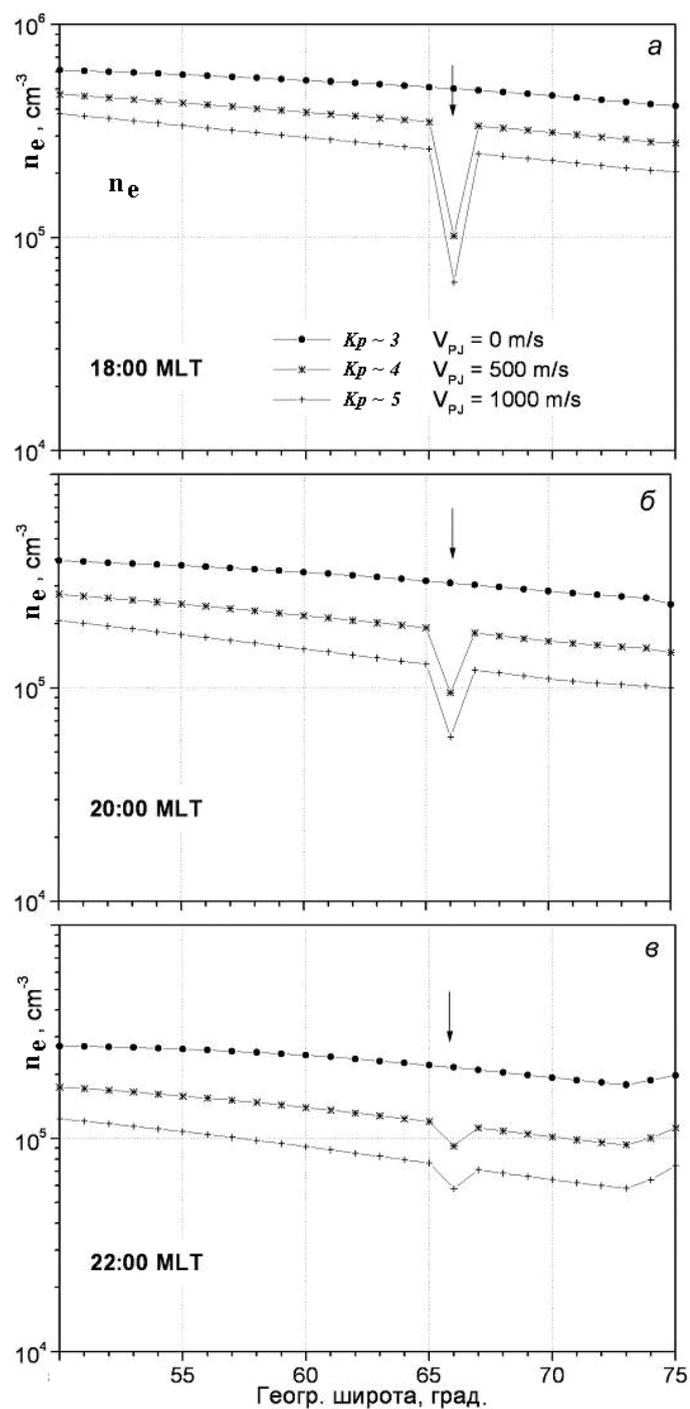


Рис.6.2. Широтные профили n_e в 18.00, 20.00 и 22.00 MLT при трех значениях скоростей.

Из Рис.6.3 видно, что между рассчитанными по формуле частотами модельных значений n_e и ионосферными плазменными частотами наземных станций имеется вполне удовлетворительное согласие.

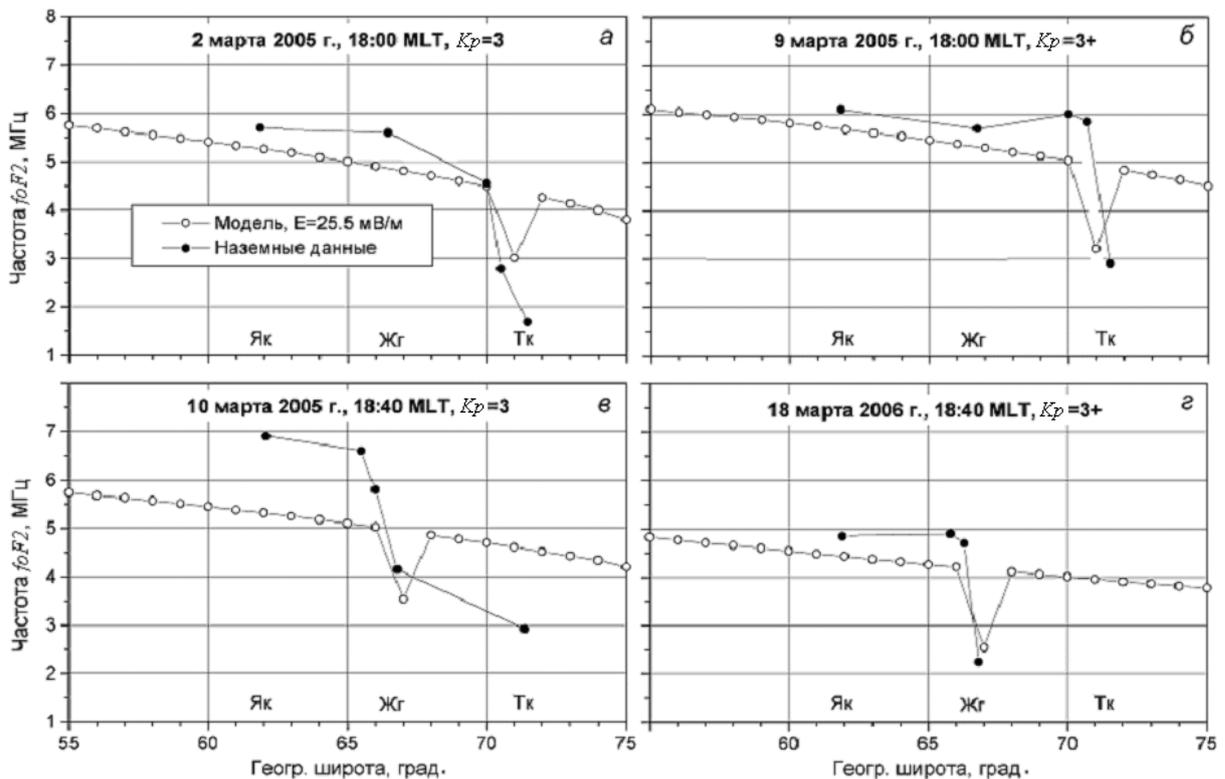


Рис.6.3. Случаи сопоставления модельных расчетов с экспериментальными данными наземных станций ионосферного зондирования за конкретные дни

Наши расчеты на трехмерной модели высокоширотной ионосферы с включением локальных электрических полей показали:

- наличие сильного локального электрического поля на субавроральных широтах существенно влияет на структуру ионосферы;
- на месте включения электрического поля формируется узкий провал в широтном ходе электронной концентрации максимума F_2 -слоя за счет выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную, который в свою очередь, обусловлен низкой проводимостью в области главного ионосферного провала;
- узкий провал более выражен в ранние вечерние часы, когда фоновая концентрация электронов еще высока и менее выражен при низких уровнях фона в предполуночные часы;

– сравнение результатов расчетов и экспериментальных данных показало хорошее их согласие, что позволяет говорить о поляризационном джете как об основном механизме формирования узких провалов ионизации в субавроральной ионосфере.

6.2. Сезонные особенности проявления поляризационного джета

В работах [Решетников и др., 1987; Степанов и др., 2016б] рассмотрено сезонное распределение частоты появления поляризационного джета по данным f -графиков Якутской меридиональной цепочки станций ВЗ Якутск – Батагай – Тикси за период максимума (1968 – 1969 гг.) и минимума 1973 – 1974 гг. солнечной активности. Показано, что частота появления срывов $foF2$ имеет ярко выраженные пики в периоды весеннего и осеннего равноденствия. В зимние и летние месяцы наблюдалось заметное уменьшение частоты появления срывов (см. Рис.4.2 настоящей работы).

Для объяснения данных сезонных особенностей влияния ПД на структуру субавроральной ионосферы в работах [Бондарь и др., 2010; Golikov et al., 2011] проведены расчёты на трёхмерной модели высокоширотной ионосферы, учитывающей поляризационный джет и UT-контроль для трёх сезонов – равноденствия, летнего и зимнего периодов (при склонении Солнца $\delta = 0^\circ$ – равноденствие, 23° – лето, -23° – зима).

При этом задавались:

- геомагнитная активность $K_p = 3$;
- скорости поляризационного джета $u_\phi = 500 \div 3000$ м/с;
- ширина ПД – 2° ;
- положение ПД за область магнитосферной конвекции (за плазмопаузой);
- интервал местного времени от 12.00 до 24.00 часов.

На Рис.6.4 – Рис.6.6 показаны изолинии рассчитанной электронной концентрации в максимуме слоя $F2$ (n_mF2) в экваториальной плоскости в географической системе координат при скорости поляризационного джета $v = 1000$ м/с, что соответствует значению электрического поля $E_\theta = 51$ мВ/м. За внешним кругом указаны долготы и местное время для момента мирового времени UT = 09.00 часов (а) и UT = 18.00 (б). Положение терминатора (граница освещенной и неосвещенной частей Земли) обозначено жирной

линией, положение плазмопаузы – штриховой линией. Направление поляризационного джета показано стрелками.

Область «полной тени» [Колесник и Голиков, 1982, 1984, 1993], лишённая источников прямой, как волновой, так и корпускулярной, ионизации, формирующаяся в зимний период в восточном полушарии вследствие несовпадения географического и геомагнитного полюсов, показана в виде заштрихованного серпа.

Видно, что в равноденствие (Рис.6.4 а) в вечернем секторе на долготах станции Якутск ($\varphi = 129^\circ$, восточное полушарие) наблюдается узкий провал ионизации, тянущийся вдоль границы плазмопаузы (изолиния $n_m F2 = 2.2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$), который формируется в результате выноса ионизации с ночной стороны на дневную направленным к западу дрейфом плазмы. Для этого же местного времени в западном полушарии на долготах (Рис.6.4 б) можно наблюдать возникновение узкого провала ионизации, но смещённого в более ранние вечерние часы.

В период летнего солнцестояния в восточном и западном полушариях (Рис.6.5 а, б), несмотря на полное освещение субавроральной ионосферы, при больших значениях скорости дрейфа плазмы порядка $v = 1000 \text{ м/с}$ и более также могут формироваться слабовыраженные провалы ионизации в области действия ПД.

В условиях зимнего солнцестояния (Рис.6.6 а) субавроральная ионосфера на долготах станции Жиганск оказывается в области «полной тени», вследствие чего вынос плазмы с ночной на дневную сторону становится невозможным. В то же время глубокий провал ионизации образуется в области «полной тени» в результате рекомбинационных процессов ($n_m F2 < 10^4 \text{ см}^{-3}$). При моделировании возникновения поляризационного джета в западном полушарии на долготах Северной Америки и Канады в условиях зимнего солнцестояния ($\delta = -23^\circ$) провал в вечернее время исчезает (Рис.6.7 б), т.к. в дневные часы субавроральная ионосфера подпитывается корпускулярно-волновой ионизацией.

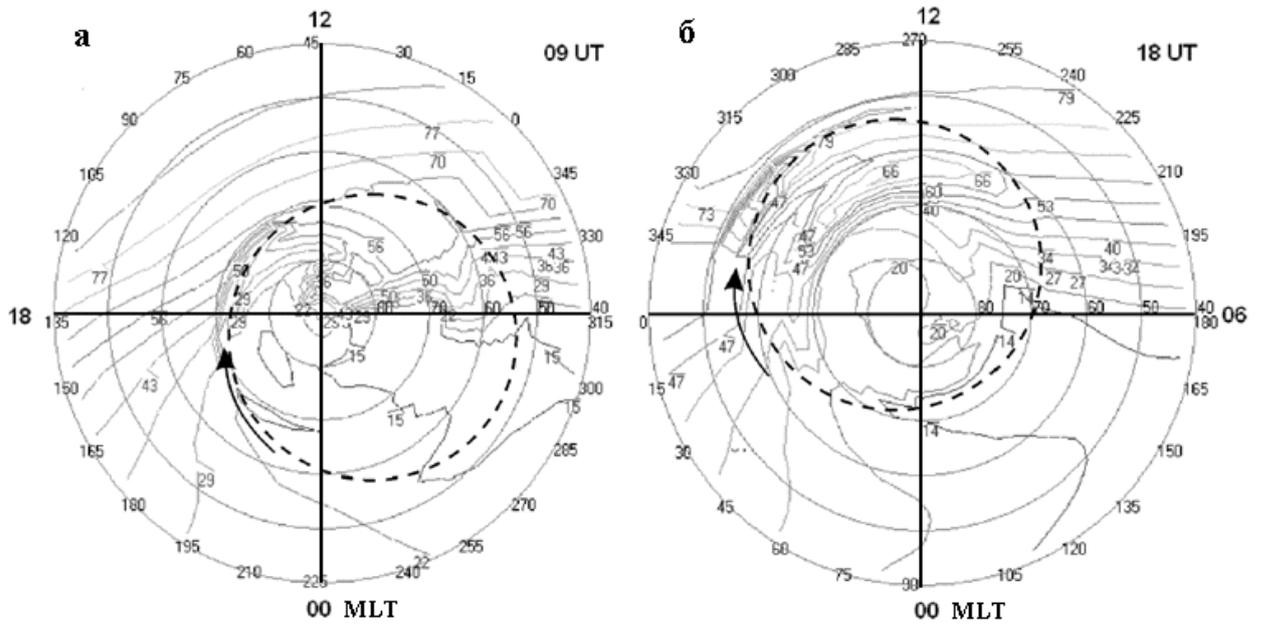


Рис.6.4. Изолинии ионной концентрации (в 10^4 cm^{-3}) в максимуме слоя F_2 для равноденствия (склонение Солнца $\delta = 0$) в 9.00 UT (а) и 18.00 UT (б), географическая система координат.

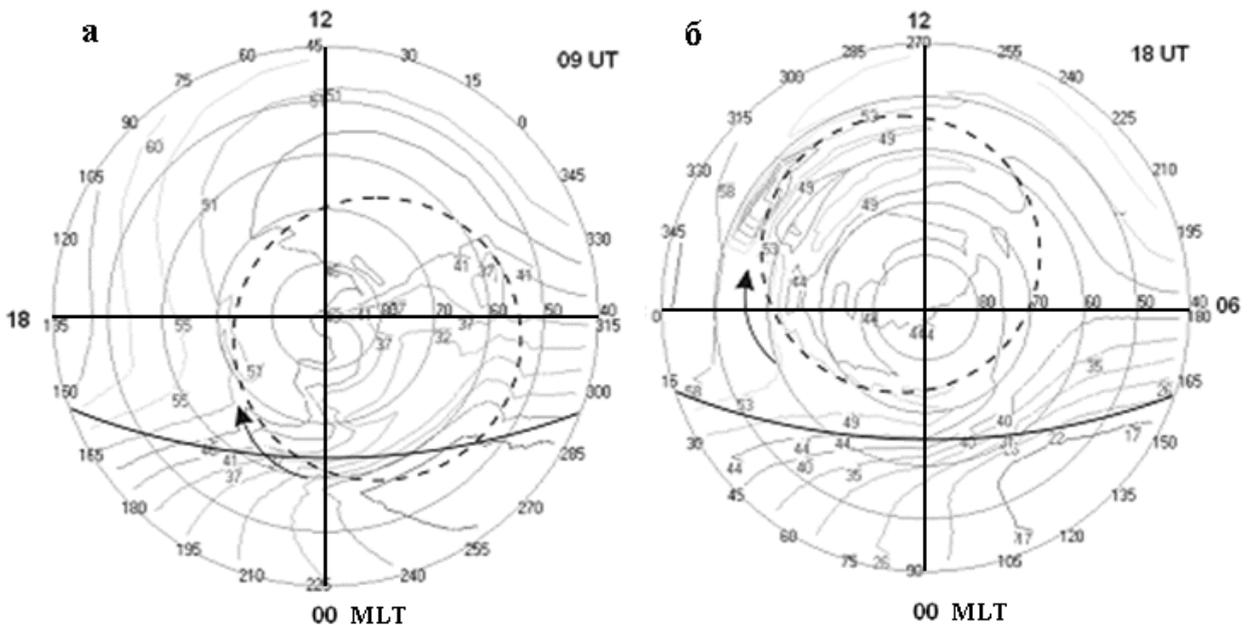


Рис.6.5. Изолинии ионной концентрации (в 10^4 cm^{-3}) в максимуме F_2 для лета (склонение Солнца $\delta = 23^\circ$) в 9:00 UT (а) и 18:00 UT (б), географическая система координат

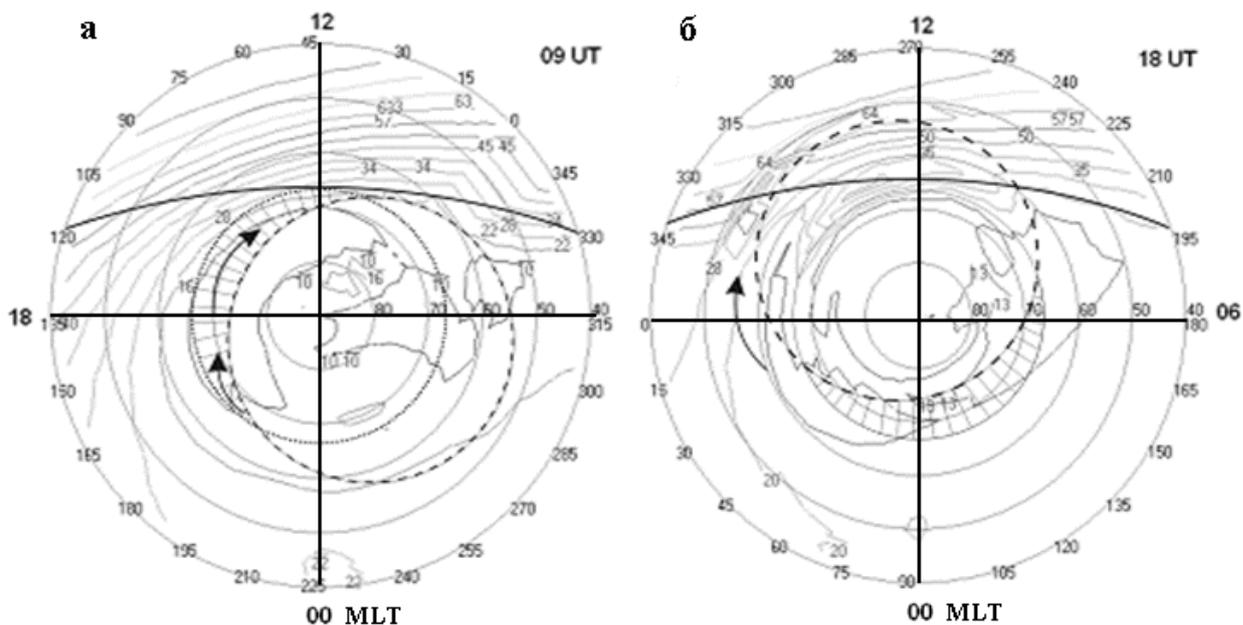


Рис.6.6. Изолинии ионной концентрации (в 10^4 cm^{-3}) в максимуме $F2$ для зимы (склонение Солнца $\delta = -23^\circ$) в 9.00 UT (а) и 18.00 UT (б), географическая система координат

Можно видеть, что при моделировании явления ПД в западном полушарии на долготах $\varphi = 240^\circ \div 300^\circ$ появление ПД в форме глубокого узкого провала ионизации наблюдалось в 00 UT в вечернем секторе на $\delta = 0^\circ$ (равноденствие) и 23° (летнее солнцестояние). Дрейф плазмы в этих случаях направлен поперёк контуров изолиний. При $\delta = -23^\circ$ (зимнее солнцестояние) провал исчезает. В течение этого периода область формирования ПД расположена на теневой стороне. Дрейф плазмы в этом случае направлен вдоль контуров и, как результат, локальное электрическое поле не приводит к структурным изменениям в ионосфере.

Сопоставление модельных расчетов с экспериментальными данными показало, что сезонные особенности проявления поляризационного джета, как по $F3s$ -отражениям на ионограммах, так и по рассчитанным узким провалам ионизации на высотах F -области субавроральной ионосферы хорошо согласуются. Существенные изменения в пространственно-временном

распределении электронной концентрации происходят в весенне-осенний период, в летний – во время усиления магнитосферного электрического поля, а в зимних условиях изменения за счет быстрого субаврорального дрейфа минимальны.

Таким образом, расчёты на трехмерной модели высокоширотной ионосферы с включением локальных электрических полей показали, что:

- возникновение сильного локального электрического поля на субавроральных широтах существенно влияет на структуру ионосферы. В области включения электрического поля формируется узкий провал в широтном ходе электронной концентрации максимума $F2$ -слоя за счет выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную. Узкий провал более выражен в ранние вечерние часы, когда фоновая концентрация электронов еще высока и менее выражен при низких уровнях фона в предполуночные часы;

- вероятность появления поляризационного джета зависит от сезона – глубокие узкие провалы ионизации наиболее вероятны в равноденственные периоды как результат выноса плазмы с ночной стороны на дневную в вечернем секторе. Летом субавроральная ионосфера в восточном полушарии практически полностью освещена и процессы фотоионизации доминируют над процессами переноса, что затрудняет формирование узких провалов ионизации. Зимой, субавроральная ионосфера в восточном полушарии находится в области «полной тени»;

- модельные расчёты поляризационного джета хорошо согласуются с экспериментальными данными Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций.

6.3. Расчеты плотности и высоты максимума слоя F2 при наличии вертикальных и горизонтальных скоростей дрейфа

Сначала рассмотрим влияние вертикальных и горизонтальных компонент скорости дрейфа поляризационного джета (ПД) на распределение концентрации электронов в максимуме F2-слоя и его высоты на субавроральных широтах. Для расчетов используется математическая модель высокоширотной ионосферы в переменных Эйлера, которая учитывает расхождение между географическим и геомагнитным полюсами [Гололобов и др., 2014; Голиков и др., 2016].

Расчеты проведены для условий весеннего равноденствия и при средней солнечной и умеренной геомагнитной активности, $F10.7=150 \cdot 10^{-22}$ Вт/м² Гц и $Kp \leq 3$, соответственно. Поляризационный джет задавался как направленное к северу электрическое поле с напряженностью $E=50$ мВ/м в интервале местного времени от 12 до 24 ч. Такое поле на высотах максимума ионосферы соответствует направленной на запад горизонтальной компоненте скорости, равной $V_{гор} = 1000$ м/с. Вертикальная компонента скорости дрейфа ($V_{вер}$) в полосе ПД составляла 100 м/с. Ширина полосы ПД принята равной 4° сразу за экваториальной границей области магнитосферной конвекции. Электрические поля (или компоненты скоростей дрейфа) включаются в примерном соответствии с экспериментальными результатами, приведенными в публикации [Степанов и др., 2019б].

Отметим, что обозначения ионосферных параметров $N_e F2$ и $h_m F2$ относятся к численным расчетам, а $f_o F2$, $h' F2$ и $h_{max} F2$ – к экспериментальным измерениям, соответственно.

Рис.6.7 иллюстрирует начальные и конечные результаты численных расчетов для интервала 16:00 – 20:00 ч местного времени [Степанов и др., 2021]. Четыре верхние панели (а, б, в, г) показывают задаваемые для расчетов начальные значения и интервал времени для горизонтальных ($V_{гор}$) и вертикальных ($V_{вер}$) компонент скорости дрейфа ионосферной плазмы.

Значения компонент скоростей дрейфа $V_{\text{Вер}}$ и $V_{\text{Гор}}$ для всех четырех случаев одинаковы и составляют 100 и 1000 м/с (оси ординат для них, соответственно, расположены слева и справа от графиков). По оси абсцисс отложено время включения и выключения скоростей: (а) – одновременное включение/выключение обеих компонент скоростей; (б) – включение $V_{\text{Вер}}$ на 1.5 ч раньше, чем включение $V_{\text{Гор}}$; (в) – включение $V_{\text{Вер}}$ на 1.5 ч позже, чем включение $V_{\text{Гор}}$; и (г) – двухпиковое включение $V_{\text{Вер}}$, до и после максимумов $V_{\text{Гор}}$ (см. Степанов и др. [2019а]).

Нижние панели (а', б', в', г') представляют, соответственно, расчетные вариации суточных параметров $F2$ -слоя после вычислений на модели высокоширотной ионосферы – толстые кривые означают вариации плотности электронов слоя $F2$, а тонкие – вариации высоты максимума слоя. Здесь, для удобства сопоставлений с наземными измерениями, плотность электронов $N_e F2$ пересчитана в критические частоты $foF2$ по формуле $N_e = 1.24 \cdot 10^4 (f_{\text{раб}})^2 \text{ см}^{-3}$, где $f_{\text{раб}}$ дано в МГц [Руководство ..., 1977]. Вертикальными штриховыми линиями здесь отмечены интервалы включения и выключения электрических полей, продолжительность которых от 3-х до 4.5 ч. Толстые штриховые кривые соответствуют условиям, когда не включены электрические поля, т.е. модель описывает спокойные условия в ионосфере. Отметим, что пики горизонтальных компонент скоростей при методе наложения эпох в работе [Степанов и др., 2019б] принимались за начало отсчета времени в ту или другую сторону (сплошные вертикальные линии).

Из пары (а–а') видим, что задаваемые горизонтальная и вертикальная компоненты скорости дрейфа плазмы достигают максимума своих значений одновременно (а); продолжительность включения обеих компонент – 3 ч; и в этих условиях электронная плотность слоя начинает резко падать (через 15–30 мин после включения полей) с резким ростом высоты $F2$ -слоя до 360 км (начальная высота слоя 300 км).

Пара (б–б') иллюстрирует случай, когда максимум вертикальной компоненты скорости опережает максимум горизонтальной скорости на 1.5 ч

(б). Продолжительность включения полей – 4 ч. Из панели (б') видно, что в первой половине интервала включения электрических полей плотность $N_e F2$ и высота максимума слоя $h_m F2$ начинают одновременно резко подниматься, вызывая заметный рост плотности и высоты слоя $F2$. Это связано с тем, что с подъемом всего слоя $F2$ скорости рекомбинации ионов на высотах максимума понижаются, т.к. уменьшаются плотности O^+ и N_2 , что ведет, в свою очередь, к увеличению электронной концентрации или накоплению ионизации. Затем $N_e F2$ начинает резко падать с включением $V_{гор}$, что связано с выносом электронной концентрации с ночной на дневную сторону.

Пара (в-в') показывает случай, когда максимум вертикальной компоненты скорости отстает от максимума горизонтальной на 1.5 ч (в). Продолжительность включения полей 4.75 ч. Из панели вычислений (в') видно, что почти сразу после включения горизонтальной компоненты скорости плотность слоя $N_e F2$ начинает резко падать, а высота максимума слоя $N_e F2$ – резко подниматься. Здесь мы не видим повышения $N_e F2$, а высота слоя поднялась до 410 км (прирост 110 км).

Пара (г-г') демонстрирует случай, когда вертикальная компонента скорости имеет два максимума, один из которых опережает максимум горизонтальной компоненты на 1 ч, другой отстает от него на 1 ч (г). Продолжительность включения полей – 4 ч. Из панели вычислений (г') видно, что в начале включения полей плотность $N_e F2$ растет, а затем резко падает. Видно, что в этом случае рост плотности не так заметен как в случае (б-б'). Вариации высоты максимума слоя $h_m F2$ имеют 2 горба, совпадающие с вариациями задаваемых вертикальных скоростей.

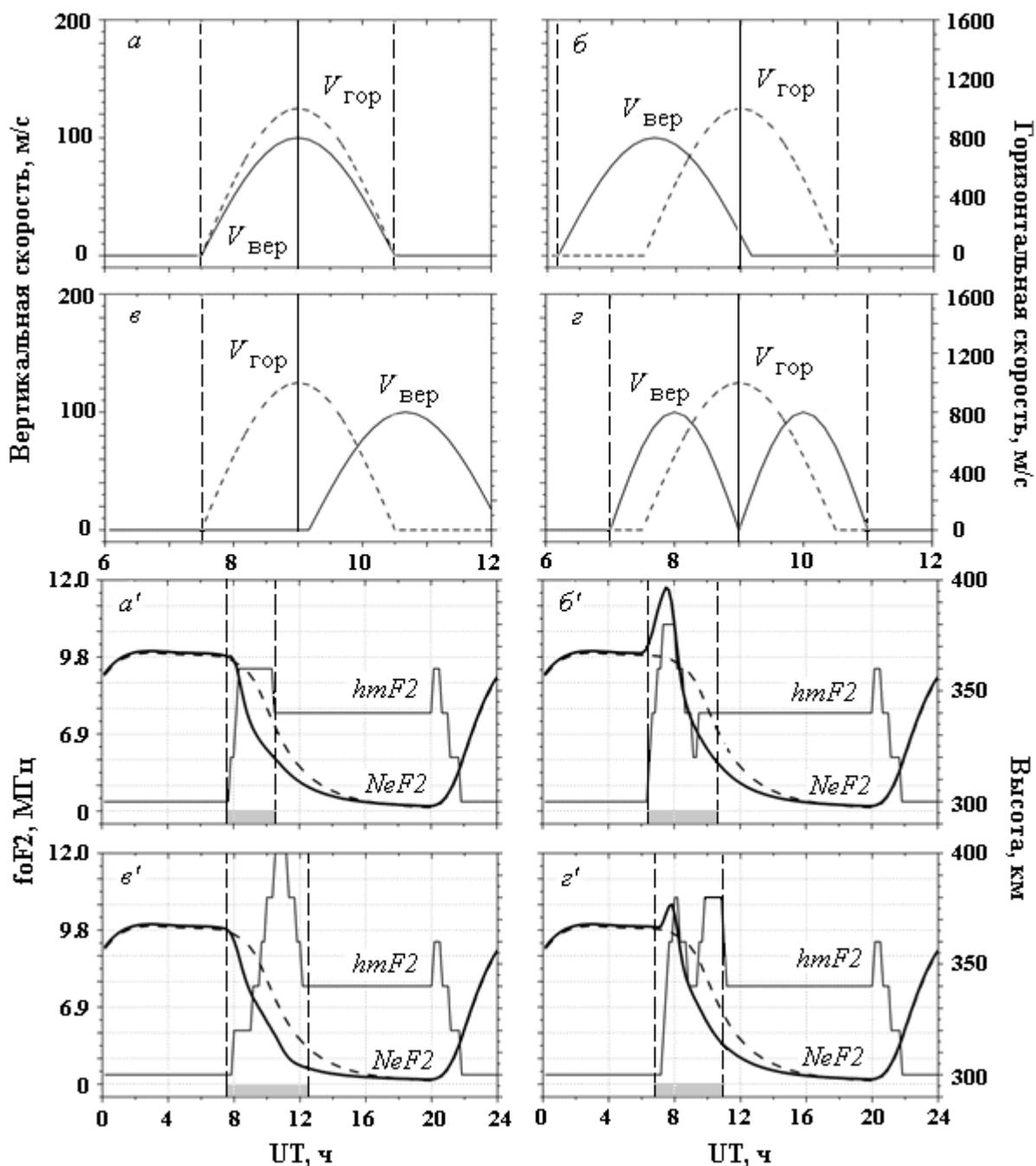


Рис.6.7. (а, б, в, з) – задаваемые значения горизонтальных и вертикальных компонент скоростей поляризационного джета; (а', б', в', з') – суточные значения плотности электронов $N_e F2$ в максимуме слоя $F2$ (жирные кривые – даны в МГц) и высоты максимума слоя $h_m F2$ (тонкие кривые). Толстые штриховые линии – значения плотности электронов без включения скоростей.

Теперь перейдем к наземным экспериментальным данным. Для анализа был выбран месяц март 1989 г. В этом месяце по данным ионосферной ст.

Якутск было зарегистрировано 9 событий (дней) с поляризационным джетом. На f -графиках зарегистрированы резкие падения критических частот, а на ионограммах наблюдались характерные дополнительные следы и признаки $F3s$ [Степанов и др., 2017].

На Рис.6.8 приведены суточные вариации критических частот $foF2$ (светлые кружочки) и минимальных высот слоя $F2$ (черные кружочки) в конкретные дни, когда регистрировались признаки ПД на ионосферных данных ст. Якутск. На графиках шкала частот расположена с левой стороны, а шкала высот – с правой. По оси абсцисс отложено мировое время UT в часах. Разница с местным временем LT составляет 9 ч: $UT = LT + 9$ ч. До полуночи по местному времени данные обрабатывались через каждые 15 мин, после – через каждый час. Интервалы времени с условиями A (экранировка слоя $F2$ нижележащим слоем E) и B (полное поглощение радиоволн) отмечены тонкими горизонтальными прямыми, а интервалы с признаками ПД на ионограммах станции – толстыми горизонтальными прямыми. Жирная кривая обозначает медианные значения критической частоты за март 1989 г.

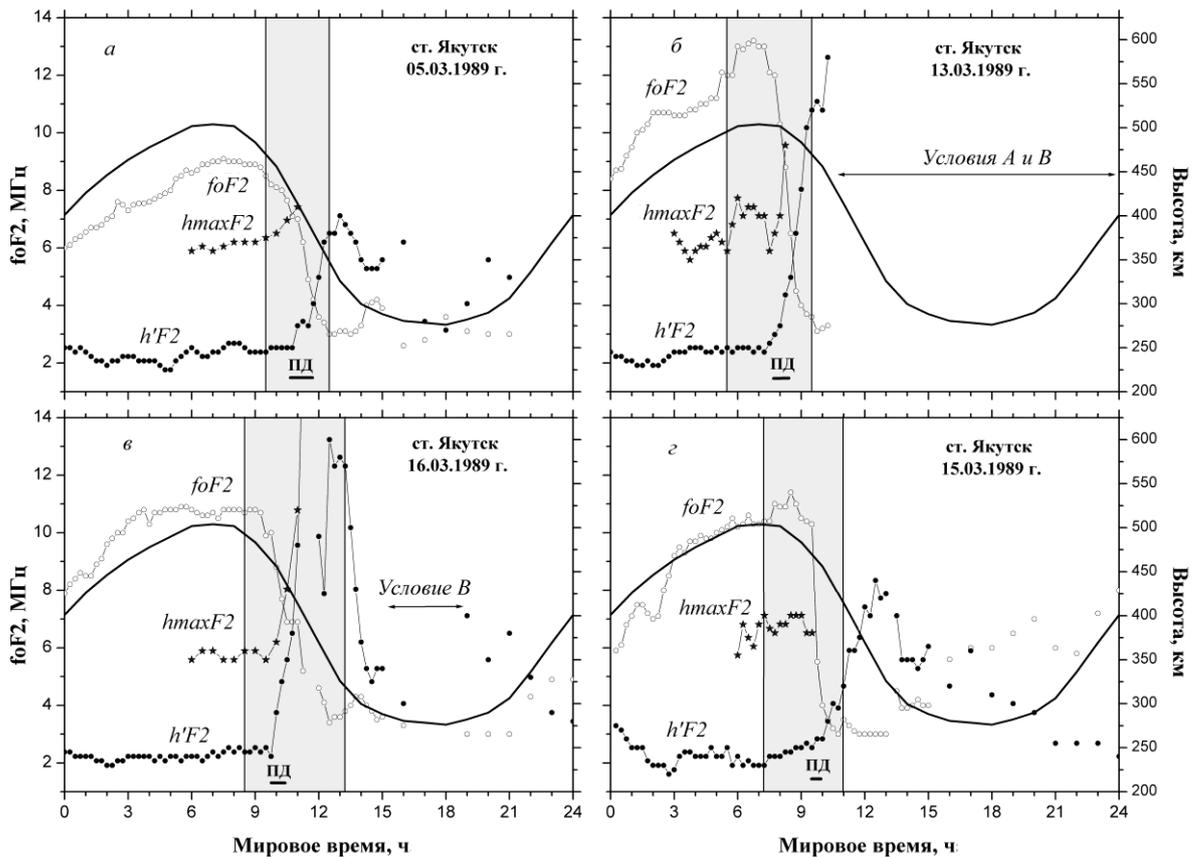


Рис.6.8. Суточные изменения критических частот $foF2$ и минимальных высот $h'F2$ слоя $F2$ при развитии ПД над ст. Якутск за конкретные дни.

Динамика событий ПД в реальной субавроральной ионосфере такова, что можно подобрать события, соответствующие результатам модельных вычислений, т.е. случаи, отвечающие различным вариациям взаиморасположения горизонтальных и вертикальных скоростей дрейфов (или компонент электрического поля) во время развития ПД. Отметим, что модельные расчеты не привязаны к конкретным экспериментальным измерениям, а рассматривают общую картину развития событий при определенных обстоятельствах.

Также отметим, что виртуальная высота максимума слоя $h_{max}F2$ по ионограммам наземного радиозондирования рассчитывается как высота, соответствующая высоте на частоте $f = (foF2 - 0.8 \text{ МГц})$ [Руководство ..., 1977].

Из Рис.6.8 видно, что во всех случаях с началом развития ПД начинает резко падать критическая частота $foF2$ («срыв критической частоты» [Степанов и др., 2019а]) и подниматься минимальная высота слоя $h'F2$. Затемненные интервалы времени здесь отмечают виртуальные интервалы включения/выключения электрических полей из приведенных выше модельных расчетов. Суточные изменения параметров $foF2$ и $h'F2$ за 05.03.1989 г. наиболее близко соответствовали условиям, когда пики скоростей обеих компонент дрейфа ионосферной плазмы встречаются одновременно, т.е. модельным условиям и результатам пары (а–а') Рис. 1. Следующий случай от 13.03.1989 г. (Рис.6.8б) имеет отношение к паре (б–б') Рис.6.7, когда максимум вертикальных скоростей опережает максимум горизонтальных скоростей на 1.5 ч. Здесь мы видим характерные повышения $foF2$ и N_eF2 перед их резкими падениями, т.е. рост плотности электронов за 0.5 – 2 ч перед срывом частоты. Также видим, что во время повышения критических частот повышается и виртуальная высота максимума слоя $F2$ по наземным данным (отмечена звездочками). На Рис.6.8в представлен случай от 16.03.1989 г., подобный случаю пары (в–в') Рис.6.7. Здесь максимум вертикальных скоростей отстает от максимума горизонтальных скоростей на 1.5 ч. Видно, что совпадающими, кроме резких падений частот, являются относительно большие увеличения высот $h'F2$ по экспериментальным и h_mF2 по модельным значениям. Последний случай (15.03.1989 г.) мы относим к паре (г–г') Рис.6.7, когда вертикальная скорость имеет два максимума, один из которых опережает максимум горизонтальных скоростей на 1 ч, а другой же отстает от него на 1 ч. Видим, как и в модельных расчетах, небольшие (относительно случая на Рис.6.7б') характерные повышения $foF2$ и N_eF2 перед их резкими падениями, т.е. небольшой рост плотности электронов за 0.5 – 1.5 ч перед срывом частоты. Особенно это заметно на фоне медианных значений за март 1989 г. Чередующиеся пики вертикальных скоростей, в результатах модельных расчетов сказавшиеся на двухпиковом росте h_mF2 , в данных наземной станции не зафиксированы.

Анализ всех упомянутых выше событий ПД за март 1989 г. показал, что модельные расчеты показывают качественное согласие с экспериментальными результатами [Степанов и др., 2021]. В двух случаях резкое падение частоты встречается почти сразу после включения электрического поля (Рис.6.8а, в), а в двух остальных случаях резкое падение наблюдается после периодов кратковременного на 1.5–2 ч повышения критических частот слоя $F2$. В событии ПД от 13.03.1989 г. (Рис.6.8б) по наземным данным видим подъем высоты максимума слоя $F2(h_{max}F2)$ и соответствующее повышение $foF2$. Такое развитие событий регистрируется и в случае от 15.03.1989 г. (Рис.6.8г), но в менее явно выраженных параметрах слоя $F2$. Возможным объяснением такого поведения является понижение скоростей рекомбинации ионов из-за повышения максимума слоя $F2$ и соответствующее их накопление на этих высотах. Другое объяснение такого повышения плотности электронов на высотах слоя $F2$ может заключаться в «сгонке ионизации», или в неадиабатическом сжатии ионосферной плазмы, когда быстрый западный поток плазмы в полосе ПД сталкивается с менее быстрым потоком крупномасштабной конвекции. Следовательно, подъем N_eF2 или рост критических частот $foF2$ перед регистрацией ПД может являться вкладом двух независимых процессов в субавроральной ионосфере.

Таким образом, в ходе сопоставления модельных и экспериментальных результатов по формированию и развитию поляризационного джета на субавроральных широтах получено следующее.

– Результаты расчетов с помощью высокоширотной модели показывают хорошее согласие с экспериментальными измерениями по регистрации ПД.

– Во всех четырех вариантах расчетов наличие вертикальных и горизонтальных скоростей в полосе ПД приводит к резким падениям или срывам критических частот (СКЧ) и подъему минимальных высот слоя $F2$.

– В вариантах, когда вертикальная компонента скорости дрейфа задавалась одновременно (а) и после (в) горизонтальной скорости, повышений плотности $N_{max}F2$ или увеличений $foF2$ не наблюдается.

–В вариантах (δ и ε); как по модельным расчетам, так и экспериментальным измерениям, наблюдаются сначала увеличения плотности слоя N_eF2 (или критической частоты $foF2$ по наземным данным) перед их резкими падениями, а также увеличения высот максимума слоя $h_{max}F2$ во время первой половины интервала включения электрических полей.

– Возможным объяснением повышения критических частот слоя $F2$ или роста N_eF2 перед их резкими срывами является уменьшение скоростей рекомбинации ионов из-за увеличения высоты-максимума слоя, что ведет к накоплению ионов на этих высотах.

– Другое объяснение такого повышения плотности на высотах слоя $F2$ может заключаться в «сгонке ионизации», или в неадиабатическом сжатии ионосферной плазмы, когда быстрый западный поток плазмы в полосе ПД сталкивается с менее быстрым потоком крупномасштабной конвекции.

– Рост критической частоты слоя $F2$ является дополнительным признаком развития ПД над станцией наблюдения.

Заключение

Одной из основ для решения задач, рассмотренных в диссертационной работе, являются методики, разработанные во время многолетней исследовательской работы, выполненной в ходе координированных экспериментов на Якутской цепочке ионозондов и измерений со спутников «Ореол 1-3» советско-французского проекта Аркад с привлечением дополнительно данных нескольких высоко-апогейных космических аппаратов, выполнявших синхронные измерения плазмопаузы над районом Якутии. В этих экспериментах измерялись высыпания энергичных электронов и ионов, концентрации тепловых ионов кислорода и водорода. Было установлено, что в условиях умеренных и сильных возмущений электронный плазменный слой диффузной авроральной зоны совпадает с полярной стенкой главного ионосферного провала (ГИП), а ионизация энергичными электронами создает скачок электронной концентрации на полярной стенке ГИП. Причем скачок электронной концентрации на этой структуре регистрируется как наземными ионозондами, так и прямыми измерениями на спутнике. В свою очередь полярная стенка провала в условиях геомагнитной возмущенности совпадает с плазмопаузой и эти две структуры смещаются к экватору по мере нарастания геомагнитной возмущенности. Были построены модели положения границы диффузной авроральной зоны в зависимости от уровня геомагнитной возмущенности (параметризация по Кр-индексу). Это позволяет расширить возможности измерений, выполненных вдоль меридиана наземных наблюдений. Модели границ диффузной авроральной зоны позволяют организовать данные различных геофизических измерений по времени и пространству в таком же представлении, как и концепция аврорального овала.

Все ионозонды якутской меридиональной цепочки в своё время были оснащены горизонтальными ромбическими антенными системами для возвратно-наклонного зондирования ионосферы, которые имеют в рабочем

частотном диапазоне коэффициент усиления порядка 20 на передачу и столько же на приём. При этом обеспечивается перекрытие по широте более 20 градусов с точной локализацией ионосферных структур методом возвратно-наклонного зондирования. Результаты исследования были опубликованы во многих работах ионосферной группы ИКФИА ЯНЦ СО РАН [см. нп., Халипов и др., 1977; Сивцева и др., 1984]

В дальнейшем разработанные методики использовались для исследования воздействия на ионосферу сильных электрических полей магнитосферного происхождения в структуре поляризованного джета. Путем сопоставления наземных ионозондовых измерений с синхронными измерениями со спутников Космос – 184, АЕ-С, S3-2, была найдена сигнатура («автограф») поляризованного джета в ионосфере, возникающая при воздействии на нее мощных электрических полей до 300 мВ/м. В среднем 50-80 мВ/м. Это огромные поля, которые полностью меняют структуру ионосферы из-за продольного и поперечного переноса, и роста температуры тепловых ионов на несколько тысяч градусов, возникающего при трении разогреве ионосферной плазмы при движении через нейтральную среду. В ионосфере формируется узкий провал плотности протяженностью несколько градусов по широте, где концентрация понижена на порядок. Процесс развивается с характерным временем 15-30 минут. Провал располагается внутри плазмосферы на экваториальной границе кольцевого тока [Galperin et al., 1986; Филиппов и др., 1989; Khalipov et al., 2003].

Мы считаем, что и в современных экспериментальных геофизических исследованиях при изучении субавроральных явлений важное значение имеют результаты многолетних наземных измерений параметров субавроральных и авроральных явлений. В архивах данных ионозондовых измерений на сети станций содержится информация об уникальных событиях за последние пять циклов солнечной активности. Нередко ионозондовые измерения перекрываются со спутниковыми измерениями тепловой плазмы в ионосфере и плазмосфере, электрических полей и токов, энергичных ионов и электронов.

Ионозондовые измерения проводятся в круглосуточном режиме каждые 15 минут и позволяют отслеживать физические процессы до и после возникновения какого-либо явления. Появление в ионосферных измерениях цифровых ионозондов кардинальным образом изменило уровень исследования. Стал общепринятым цифровой формат представления данных измерений и, что особенно важно, реализовалась возможность работы станций в on-line режиме. Появляется прямая возможность обеспечивать различные геофизические службы оперативной информацией. В частности, одна из актуальных и важных задач - возможность мониторинга крупномасштабных структур субавроральной ионосферы, в первую очередь широты полярной стенки ГИП, рассматриваемой как наглядный и эффективный индекс геофизической активности, имеющий ясный физический смысл.

Отметим в заключение, что структура и динамика кольцевого тока, который играет основную роль в накоплении во внутренней магнитосфере энергии, высвобождающейся в периоды магнитосферных суббурь, также тесно связаны с рядом процессов на субавроральных широтах. В диффузной зоне, которая является частью субавроральной ионосферы, важное значение имеют вторжения энергичных частиц к экватору от аврорального овала. Процессы формирования и распада кольцевого тока (горячей компоненты квази-захваченной магнитосферной плазмы) теснейшим образом связаны с текущими характеристиками субавроральной ионосферы.

По многолетним ионозондовым наблюдениям на Якутской цепочке ионосферных станций и работы по исследованию структуры высокоширотной ионосферы получено:

- Следы отражений на ионограммах ВЗ и ВНЗ являются одним из основных источников информации для определения положения, параметров и динамики крупномасштабных структур ионизации в E- и F-областях ионосферы. При этом отмечено отсутствие единого методического подхода к интерпретации и обработке этих следов. Поэтому, на наш взгляд, предложенные нами четыре типа следов наклонных отражений могут быть

основой для единого подхода к интерпретации и обработке ионограмм в субавроральной и авроральной зонах.

- Построена эмпирико-статистическая модель положения полярной стенки главного ионосферного провала (ГИП) в утреннем секторе (00.00-07.00 MLT) при различных условиях геомагнитной активности, определяемых трехчасовыми индексами Kp.
- По измерениям тепловой плазмы в ионосфере со спутника K-900 и вторгающихся электронов дневного каспа со спутников DMSP установлены характерные полярные пики в широтном распределении Ne и Te протяженностью около 2°, которые являются ионосферным признаком дневного полярного каспа. Выявлено, что отражения на ионограммах ВНЗ высокоширотных станций в дневное время приходят от неоднородностей в области дневного полярного каспа/клефта.
- Исследованы и установлены признаки и параметры перемещающихся ионосферных возмущений по данным станций в северо-восточной части России.
- По анализу большого массива наземных и спутниковых данных определены критерии выявления крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы (КСИП) на полярных широтах. Предлагается физическая интерпретация формирования КСИП за счет неадиабатического сжатия ионосферной плазмы в области каспа во время резких изменений параметров ММП.
- Рассмотрены результаты наклонного зондирования субавроральной ионосферы по измерениям дигизондов (цифровых ионозондов) на односкачковой радиотрассе Якутск-Жиганск (600 км) и численные расчеты на параболической модели. Синхронизированные по GPS прием и передача сигналов дают возможность записать сигналы как от вертикального, так и наклонного зондирования, открывая новые возможности для исследований.
- Анализ работы радиолиний Якутского радиоцентра (субавроральные радиолинии) показал, что нарушения радиосвязи на субполярных

радиолиниях начинаются на главной фазе геомагнитных бурь и продолжаются на фазе восстановления. Число дней, охваченных непрохождением радиоволн КВ-диапазона, зависит от общего уровня магнитной активности. При равных значениях уровня возмущенности продолжительные нарушения радиосвязи наблюдались в тех бурях, которые характеризуются более высокими значениями K_p индекса.

Анализ экспериментальных ионосферно-плазмосферно-магнитосферных материалов, полученных наземными и спутниковыми методами, а также теоретических результатов исследований, рассмотренных в диссертации, показывает, что поляризационный джет (ПД) является неотъемлемой частью субавроральной ионосферы во время геомагнитных активизаций.

Основные результаты исследований ПД в субавроральной ионосфере и магнитосфере, за четыре с половиной цикла солнечной активности, которым посвящена эта книга, можно резюмировать следующим образом.

- Прямыми сопоставлениями спутниковых и наземных измерений показано, что на ионограммах ВЗ ионосферным признаком (или «автографом») развития поляризационного джета над станцией наблюдения является дополнительный характерный след отражения - $F3s$ -отражение, критическая частота которой всегда ниже критической частоты регулярного F -слоя, а виртуальная высота выше минимальной высоты слоя F .
- Измерения методом пространственно-разнесенного приема радиосигналов D1 показали, что в области узкого провала резко возрастают скорости конвекции ионосферной плазмы (до $\sim 700 \div 800$ м/с) к западу.
- По большой статистике наземных ионосферных измерений на северо-востоке азиатской части России выявлена морфология и динамика поляризационного джета. Показано, что сезонная частота появления узких провалов имеет максимум в периоды весеннего и осеннего равноденствия с наибольшей частотой появления на $L \sim 4$ в послеполуденно-вечерние часы (15.00-23.00 MLT). В период максимума солнечной активности «срывы» встречаются при небольших уровнях геомагнитной активности, а в период

минимума солнечной активности - при достаточно высоком уровне геомагнитной активности. Такие же статистические результаты по наблюдениям SAID были недавно получены по данным серии спутников DMSP за три солнечных цикла [He et al., 2014].

- Сопоставление случаев регистрации срывов с модельными положениями границы диффузных вторжений (ГДВ) в вечернем секторе и экваториальной границы конвекции по Хеппнеру-Майнард показывает, что срывы всегда наблюдаются экваториальнее ГДВ, а граница крупномасштабной конвекции по модели Хеппнера-Майнарда [Herrner and Maynard, 1987] совпадает с локализацией максимумов срывов, регистрируемых на станциях Якутской цепочки. Таким образом, на основе наземных ионосферных данных возможен контроль положения экваториальной границы крупномасштабной конвекции по регистрации срывов критической частоты $F2$ на ионозондах Якутской меридиональной цепочки.

- На основе комплексных наземных и спутниковых измерений, проводившихся одновременно на различных высотных уровнях, а именно в нижней и верхней F -области и в плазмосфере, упорядочены представления о взаиморасположении ПД с основными структурами в субавроральной зоне: с главным ионосферным провалом, с его полярной стенкой, с провалом легких ионов и плазмопаузой.

- Изучение моментов появлений ПД или узких провалов ионизации, охватывающее данные станций, разнесенных на большом долготном секторе, показало, что имеется два типа формирования узкого провала: *первый тип*, когда узкий провал существует длительное время и источник, ответственный за формирование узких провалов, неподвижен в магнитосферной системе координат; *второй*, когда узкий провал имеет большую долготную протяженность в один и тот же момент мирового времени (вплоть до $\sim 100^\circ$) и связан с развитием магнитосферной суббури.

- С развитием магнитной активности максимум частоты появления узких провалов смещается от высоких широт к низким и с увеличением K_p время появления субпровала смещается в более ранние вечерние и послеполуночные часы.
- Сопоставление данных наблюдений случаев инжекции в виде «резкой границы» и размытых по энергии «nose events» со временем появления поляризационного джета показало, что формирование поляризационного джета сопровождается инжекцией энергичных ионов - в вечернем секторе популяция ионов чаще наблюдается как размытые по энергии «носовые структуры», в околополуночном же секторе вблизи области инжекции чаще наблюдается общая резкая (бездисперсионная) граница для ионов всех энергий, но в целом нельзя сказать, что форма границы зависит от местного времени. К тому же из опубликованных данных о «носовых структурах» (нп. [Ganushkina et al., 2000]) можно сделать вывод, что морфология ПД заметно отличается от морфологии «носовых структур». Очевидно, дальнейшее изучение этого вопроса является очередной задачей.
- Случаи наблюдений ПД во время изолированных суббурь показывают, что запаздывание в регистрации ПД на ионограммах наземных станций относительно вспышки АЕ-индекса минимально для суббуревых событий вблизи местной магнитной полуночи и составляет около 10 мин. При этом во многих случаях эти события приходятся на взрывную фазу суббури.
- Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций составляет в среднем от 4 до 6 MLT/ч. (~800-900 м/с) на $L \approx 3-4$, причем чем меньше разность времени между регистрацией на ионограммах поляризационного джета и началом суббури (порог АЕ > 500 нТ), тем больше скорость распространения ПД (~1200 м/с).
- Расчеты модельных исследований показали, что возникновение сильного локального электрического поля на субавроральных широтах существенно влияет на структуру ионосферы. В области включения электрического поля формируется узкий провал в широтном ходе электронной

концентрации максимума $F2$ -слоя за счет выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную. Узкий провал более выражен в ранние вечерние часы, когда фоновая концентрация электронов еще высока и менее выражен при низких уровнях фона в предполуночные часы;

- Вероятность появления ПД зависит от сезона – глубокие узкие провалы ионизации в области поляризационного джета наиболее вероятны в равноденственные периоды как результат выноса плазмы с ночной стороны на дневную в вечернем секторе. Летом субавроральная ионосфера в восточном полушарии практически полностью освещена и процессы фотоионизации доминируют над процессами переноса, что затрудняет формирование узких провалов ионизации. Зимой, субавроральная ионосфера в восточном полушарии находится в области «полной тени». Глубокие провалы ионизации в этой области могут формироваться и в отсутствие ПД.
- Расчёты поляризационного джета, проведенные на модернизированной модели высокоширотной ионосферы, хорошо согласуются с экспериментальными данными Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций.

Приведенные в данной работе материалы по морфологии и динамике, а также характеристикам и параметрам крупномасштабных структур высокоширотной ионосферы, в том числе поляризационного джета привнесут определенный вклад в прояснении и понимании сложной картины магнитосферно-ионосферного взаимодействия в субарктической и арктической регионах Земли.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность всем бывшим и нынешним сотрудникам лабораторий ионосферных исследований, физики ионосферы, оптических измерений и магнитосферно-ионосферных исследований ИКФИА СО РАН, сотрудникам кафедры радиофизики и космофизики ЯГУ - СВФУ. Особая благодарность инженерам и обслуживающему персоналу ионосферных станций в Якутске, Жиганске и

Тикси за получение качественных экспериментальных ионосферных материалов. Выражаю уважение и признательность своим коллегам в научных институтах РАН РФ в Апатитах, Иркутске, Магадане, Москве, Мурманске, Петропавловске-Камчатском, Санкт-Петербурге, Томске и др. городах за полезные обсуждения, ценные замечания и поддержку.

Работа выполнялась при частичной поддержке грантов РФФИ 98-05-64909-а(И), 03-05-96081-р2003арктика_а(И), 09-05-98501-р_восток_а(Р), 09-05-98546-р_восток_а(И), 12-05-98518-р_восток_а(Р), 12-05-98523-р_восток_а(И), 15-45-05066(Р), 15-45-05090(И), 17-15-00103(Р), 18-45-140037(И), программ РАН П7, П9 и проекта П.16.2.1 (рег. номер АААА-А17-117021450059-3).

Автор выражает благодарность Центру космических наук Университета Техаса в Далласе (<http://cindispace.utdallas.edu/DMSP/>) за предоставление данных спутников DE-2 и DMSP, Г. Глоклеру (G. Gloeckler) и Д. Хамильтону (D. Hamilton) за предоставление данных эксперимента СНЕМ спутника AMPTE/CSE и Мировому центру данных по геомагнетизму в Киото (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>) за предоставление данных по индексам геомагнитной активности.

Использованная литература

- Айзенберг Г.З. Коротковолновые антенны. М.: Связьиздат. 110 с. 1962.
- Аладьев Г.А., Мингалев В.С. Особенности вариаций ионного состава полярной ионосферы при воздействии электрических полей // Исследование высокоширотной ионосферы. Апатиты: КФ АН СССР. С. 35-41. 1986.
- Алексеев В.Н., Зикрач Э.К., Мамруков А.П., Филиппов Л.Д., Халипов В.Л., Шалбаева И.В. Связь южных границ F2s-отражений и фонового свечения эмиссии 6300А // Магнитосферная суббурия и геофизические явления. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 23-31. 1980.
- Алексеев В.Н., Халипов В.Л., Иевенко И.Б., Игнатъев В.М. Оптические и ионосферные наблюдения в области субавроральных красных дуг // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике солнца. М.: Наука. Вып. 93. С. 143-152. 1991.
- Афонин В.В., Филиппов В.М., Шестакова Л.В., Алексеев В.Н. Узкие провалы ионизации в области F по измерениям со спутника «Космос-900» и их сопоставление с наземными ионосферными наблюдениями // Космические исследования. Т. 27. № 2. С. 267-271. 1989.
- Афраймович Э.Л., Пирог О.М., Бондарь Е.Д. Главный ионосферный провал по данным GPS и ионосферной станции Якутск 26 декабря 2002 года // Астрофизика и физика околоземного космического пространства: Сб. трудов БШФФ-2005. Иркутск: Изд. ИСЗФ СО РАН. С. 54–56. 2005а.
- Афраймович Э.Л., Лесюта О.С., Перевалова Н.П., Пирог О.М., Смирнов В.Ф., Зикрач Э.К., Бондарь Е.Д. Исследование главного ионосферного провала по данным GPS и ионосферных станций в районе Якутска // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. №2. С. 215–220. 2005б.
- Баишев Д.Г., Баркова Е.С., Степанов А.Е., Rich F., Yumoto K. Электрические поля и крупномасштабные волны свечения в вечернем секторе

диффузной авроральной зоны // Геомагнетизм и аэрономия. Т.50. N1. С. 44-50. 2010.

Баишев Д.Г., Самсонов С.Н., Моисеев А.В., Бороев Р.Н., Степанов А.Е., Козлов В.И., Корсаков А.А., Торопов А.А., Йошикава А., Юмото К. Мониторинг и исследование эффектов космической погоды с помощью меридиональной цепочки инструментов в Якутии: краткий обзор // Солнечно-земная физика, Т. 3. № 2. с.27-35. 2017. DOI: 10.12737/22607.

Белинская С.И., Халипов В.Л. Некоторые аэрономические эффекты в диффузной зоне сияний // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. Вып. 63. Физика ионосферы и распространения радиоволн. С. 116-124. 1983.

Бенькова Н.П., Зикрач Э.К., Козлов Е.Ф., Мамруков А.П., Осипов Н.К., Саморокин Н.И., Филиппов Л. Д. Главный ионосферный провал по данным меридиональных цепочек зондов // Ионосферные исследования. Т. 35. С. 5-12. 1983.

Благовещенский Д.В., Жеребцов Г.А. Высокоширотные геофизические явления и прогнозирование коротковолновых радиоканалов. М.: Наука. 272 с. 1987.

Бондарь Е.Д., Голиков И.А., Попов В.И., Степанов А.Е., Халипов В.Л. Исследование эффектов влияния поляризованного джета на структуру субавроральной ионосферы с использованием трёхмерной модели высокоширотной ионосферы // Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов. Нерюнгри 2–3 апреля 2010 г. Нерюнгри: Технический институт ЯГУ. С. 204–207. 2010.

Бондарь Е.Д., Халипов В.Л., Степанов А.Е. Модель положения экваториальной границы инжекции энергичных ионов при различных уровнях геомагнитной возмущенности // Гелио- и геофизические исследования, сб. трудов БШФФ-2002, Иркутск 16–21 сентября 2002 г. Иркутск: Изд. ИСЗФ СО РАН. С. 97–100. 2003.

- Вальчук Т.Е., Гальперин Ю.И., Николаенко Л.М., Фельдштейн Я.И., Bosques J.M., Sauvaud J.A., Crasnier J. Диффузная авроральная зона. VIII. Экваториальная граница зоны диффузного высыпания авроральных электронов в утреннем секторе // Космические исследования. Т.24. №6. С.875-883. 1986.
- Васильев Г.В., Васильев К.Н., Гончаров Л.П. Автоматическая панорамная ионосферная станция типа АИС // Геомагнетизм и аэрономия. Т.1. №1. С. 120-125. 1961.
- Волков М.А., Мальцев Ю.П. О происхождении субаврорального поляризационного джета // Геомагнетизм и аэрономия. Т.32. № 3. С. 125–130. 1992.
- Высокоширотное дополнение к "Руководству УРСИ по интерпретации и обработке ионограмм" / Под ред. В.Р. Пигота. / Пер. с англ. Т.И. Щука. М.: Наука. 91 с. 1976.
- Галкин А.И., Ерофеев Н.М., Казимировский Э.С., Кокоуров В.Д. Ионосферные измерения. М: Наука. 174 с. 1971.
- Гальперин Ю.И., Кранье Ж., Лисаков Ю.В., Николаенко Л.М., Синицын В.М., Сово Ж.-А., Халипов В.Л. Диффузная авроральная зона. I. Модель экваториальной границы диффузной зоны вторжения авроральных электронов в вечернем и околополуночном секторах // Космические исследования. Т.15. № 3. С. 421-434. 1977.
- Гальперин Ю.И., Пономарев Ю.Н., Зосимова А.Г. Прямые измерения скорости дрейфа ионов в верхней ионосфере во время магнитной бури. I. Вопросы методики и некоторые результаты измерений в магнитно-спокойное время // Космические исследования. Т.11. №2. С. 273-283. 1973а.
- Гальперин Ю.И., Пономарев В.Н., Зосимова А.Г. Прямые измерения скорости дрейфа ионов в верхней ионосфере во время магнитной бури II. Результаты измерений во время магнитной бури 3 ноября 1967 г. // Космические исследования. Т.11, № 2. С. 284–296. 1973б.

- Гальперин Ю.И., Рэм М. Исследования магнитосферно-ионосферных процессов в советско-французском проекте «АРКАД-3» // Магнитосферные исследования. № 7. С. 79-86. 1985.
- Гальперин Ю.И., Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л. Субавроральная верхняя ионосфера. Новосибирск: Наука, 192 с. 1990.
- Гдалевич Г.Л., Елисеев А.Ю., Коломийцев О.П., Афонин В.В., Озеров В.Д., Соболева Т.Н. Вариации концентрации ионосферной плазмы в области главного ионосферного провала во время магнитной бури 18-19.XII.1978 г. в связи с изменениями межпланетного магнитного поля // Космические исследования. Т.24. N1. С. 79-87. 1986.
- Голиков И.А., Гололобов А.Ю., Попов В.И. Моделирование распределения температуры электронов в области F2 высокоширотной ионосферы для условий зимнего солнцестояния // Солнечно-земная физика. Т. 2. № 4. С. 54–62. 2016.
- Голиков И.А., Колесник А.Г., Гермогенов В.И., Попов В.И. Математическая модель области F2 высокоширотной ионосферы с учетом теплового режима // Вестник ЯГУ. Т.2. №3. С. 61–69. 2005.
- Голиков И.А., Мамруков А.П., Филиппов Л.Д. Проявление главного ионосферного провала в дневное время // Физические процессы в субавроральной ионосфере. Якутск: ЯГУ. С 54-57. 1985.
- Голиков И.А., Муксунов И.Х., Попов В.И. Преобразование компонент вектора из геомагнитной системы координат в географическую // Геомагнетизм и аэрномия. Т.45. № 2. С. 279–281. 2005.
- Голиков И.А., Степанов А.Е., Бондарь Е.Д., Попов В.И., Соловьёв Т.Н. Исследование влияния быстрых субавроральных дрейфов на структуру субавроральной ионосферы // Мат. конф. научной молодёжи Эрэл-2009. Якутск 1–3 декабря 2009 г. С. 11–14. 2009.
- Голиков И.А., Степанов А.Е., Бондарь Е.Д., Попов В.И., Халипов В.Л. Исследование быстрых субавроральных ионосферных дрейфов по данным наземных ионосферных измерений и модельных расчётов //

Физика окружающей среды: Мат. VII межд. школы молодых ученых. Томск. 22–29 июня 2008 г. С. 30–33. 2008.

- Гололобов А. Ю., Голиков И. А., Попов В. И. Моделирование высокоширотной ионосферы с учетом несовпадения географического и геомагнитного полюсов // Вестник СВФУ. Т. 11. № 2. С. 46–54. 2014.
- Гончаренко И.В. Компьютерное моделирование антенн. Всё о программе MMANA // М.: ИП РадиоСофт, Журнал «Радио». 80 с. 2002.
- Горелый К.И., Дзюбенко В.И., Халипов В.Л. К вопросу классификации следов на ионограммах установки наклонного обратного рассеяния в авроральной зоне // Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. М.: Наука. Вып. 75. С 147-152. 1986.
- Григорьев С.А., Зинин Л.В., Василенко И.Ю., Лыновский В.Е. Многоионные одномерные модели динамики высокоширотной ионосферы. 1. Математическая модель ионосферы, учитывающая 7 сортов положительных ионов // Космические исследования. Т.37. №5. С. 451–462. 1999.
- Деминов М.Г., Ким В.П., Шубин В.Н. Электрические поля в неосвещенной субавроральной ионосфере. Препринт № 56(670). М.: ИЗМИРАН. 1986.
- Деминов М.Г., Шубин В.Н. Эффекты электрических в ночной субавроральной F-области // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 28. № 3. С. 409–415. 1988.
- Дэвис К. Радиоволны в ионосфере. / Пер. с англ. И. В. Ковалевского и А. П. Кропоткина. Под ред. А. А. Корчака. М.: Мир. 502 с. 1973.
- Евлашина М.Л., Мингалев В.С. Особенности распространения дециметровых радиоволн в области главного ионосферного провала, В сб.: Высокоширотная ионосфера и магнитосферно-ионосферные связи. Апатиты: КФ АН СССР. с.46-50. 1986.
- Жеребцов Г.А., Мизун Ю.Г., Мингалев В.С. Физические процессы в полярной ионосфере. М: Наука, 232 с.1988.
- Жеребцов Г.А., Казимировский Э.С., Ферберг Б.А. Природа фединга сигнала, отраженного от ионосферы в высоких широтах // Исследования по

геомагнетизму, аэронамии и физике Солнца. М: Наука. Вып. 38. с.134-142. 1976.

Жеребцов Г.А., Курилов В.А., Ферберг Б.А. Поведение параметров отраженного от высокоширотной ионосферы сигнала в течение суббури // Исследования по геомагнетизму, аэронамии и физике Солнца. М: Наука. Вып. 38. с.148-151. 1976.

Жеребцов Г.А., Пирог О.М., Полех Н.М., Ратовский К.Г., Смирнов В.Ф., Степанов А.Е., Дзянькуй Ши, Хао Ванг. Ионосферная обстановка в восточно-азиатском долготном секторе во время геоактивного периода октябрь-ноябрь 2003 г. // Геомагнетизм и аэронамия, т.45, N1, с. 106 - 113, 2005.

Жеребцов Г.А., Ферберг Б.А. Высокоширотные ионосферные дрейфы и электрические поля в течение магнитосферной суббури // Исследования по геомагнетизму, аэронамии и физике Солнца. М: Наука. Вып. 47. с. 20-27. 1979.

Жеребцов Г.А., Ферберг Б.А. Сезонные изменения динамического режима высокоширотной ионосферы и вариации поля скоростей, связанные с изменениями уровня геомагнитной возмущенности // Распределение электронов и физические процессы в полярной ионосфере. Апатиты: КФ АН СССР. с. 71-83. 1981.

Зикрач Э.К., Мамруков А.П. Главный ионосферный провал в электронном содержании на субавроральных широтах. // Комплексные исследования явлений высокоширотной атмосферы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 3-11. 1978.

Зикрач Э.К., Мамруков А.П., Филиппов Л.Д. и др. N(D)-профили по ионограммам ВЗ и ВНЗ и их интерпретация // Исследования по геомагнетизму, аэронамии и физике Солнца. М.: Наука. Вып. 59. С. 44-47. 1982.

Зикрач Э.К., Сивцева Л.Д., Мамруков А.П., Игнатъев В.М. Связь F2s с излучением 6300А и 6364А // Физика верхней атмосферы высоких широт.

- Якутск: ЯФ СО АН СССР. Вып. 2. С. 44-46. 1979.
- Зикрач Э.К., Шестакова Л.В., Степанов А.Е., Халипов В.Л., Плотников И.Я., Афонин В.В. Эффект асимметрии в изменениях плотности и температуры плазмы на широтах главного ионосферного провала в сопряженных полушариях // Геомагнетизм и аэрномия. Т.39. №4. С. 118-120, 1999.
- Зинин Л. В., Гальперин Ю. И., Григорьев С. А., Мулярчик Т. М. Об измерениях эффектов поляризационного джета во внешней плазмосфере // Космические исследования. Т.36. № 1. С. 42-52. 1998.
- Иевенко И.Б., Халипов В.Л., Алексеев В.Н., Степанов А.Е. Динамика ионизации слоя F2 в области диффузного сияния и SAR-дуги во время суббурь // Геомагнетизм и аэрномия. Т.41. N5. С. 642-649. 2001.
- Инструкция по обработке ионограмм наклонного зондирования // Под ред. Виноградовой Ю.В. Л.: Гидрометеиздат. 127 с. 1985.
- Кабанов Н.И., Осетров Б.И. Возвратно-наклонное зондирование ионосферы. М: Сов. радио. 112 с. 1965.
- Калинин А.И., Черенкова Е.Л. Распространение радиоволн и работа радиолиний. М.: Связь. 439 с. 1971.
- Казимировский Э.С, Кокоуров В.Д. Движения в ионосфере. М: Наука, 344 с. 1979.
- Клименко М.В., Клименко В.В., Бессараб Ф.С., Ратовский К.Г., Захаренкова И.Е., Носиков И.А., Степанов А.Е., Котова Д.С., Воробьев В.Г., Ягодкина О.И. Влияние геомагнитных бурь 26-30 сентября 2011 года на ионосферу и распространение радиоволн КВ диапазона. I – Ионосферные эффекты // Геомагнетизм и аэрномия. Т.55, № 6. С. 769–789, 2015.
- Колесник А.Г., Голиков И.А. Трехмерная модель высокоширотной области F с учетом несовпадения географических и геомагнитных координат // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 22. С. 725-731. 1982.
- Колесник А.Г., Голиков И.А., Чернышев В.И. Математические модели ионосферы. Томск: МГП Раско. 240 с. 1993.

- Колесник А.Г., Голиков И.А. Явление «полной тени» в верхней атмосфере Земли // Доклады АН СССР. С. 832–834. 1984.
- Крымский П.Ф. Геофизические эффекты, связанные с вращением плазмосферы и с трением на её границе // Препринт. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 40 с. 1989.
- Крымский П.Ф., Филиппов В.М. О генерации электрических полей вблизи плазмопаузы во время магнитосферных возмущений // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 31. № 3. С. 552-554. 1991.
- Кукушкина Р.С. Характеристики вторгающихся потоков частиц, вызывающих образования спорадической ионизации в Е-слое // Геомагнитные исследования. № 26. С. 95-99. 1979.
- Куркин В.И., Ларюнин О.А., Подлесный А.В., Пежемская М.Д., Чистякова Л.В.. Морфологические особенности признаков перемещающихся ионосферных неоднородностей по данным слабонаклонного зондирования ионосферы // «Оптика атмосферы и океана». Т.27. № 2. С. 158-163. 2014.
- Куркин В.И., Полех Н.М., Пирог О.М., Поддельский И.Н., Степанов А.Е. Ионосферные возмущения в Северо-Восточном регионе по данным ионозондов в периоды равноденствия // Космич. исслед., том 46, N4, с. 348-355, 2008.
- Левитин А.Е., Фельдштейн Я.И., Афонина Р.Г., Белов Б.А., Дремухина Л.А., Фаермарк Д.С., Демидова Ю.З., Маркова М.Ю. Модель крупномасштабных электрических полей и токов в ионосфере высоких широт (I-VI). М.: Гидрометеиздат. 1984.
- Лукашкин В.М., Смирнов В.Б., Широчков А.В. Использование наклонного зондирования для изучения условий распространения радиоволн и прогнозирования // Тр. ААНИИ. Т.390. С. 6-22. 1983.
- Мамруков А.П. Изменения параметров регулярных слоев невозмущенной ионосферы над Якутском за половину цикла солнечной активности. // Ионосферные исследования. М.: Наука. №17. С. 101-114. 1969.

- Мамруков А.П. Об интерпретации субаврорального F2s // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 13. С. 433-436. 1973.
- Мамруков А.П., Зикрач Э.К. Об одном нерегулярном образовании в области F ионосферы в субавроральной зоне // Верхняя атмосфера высоких широт. Якутск: ЯФ СОАН СССР. Вып. 1. С. 159-171. 1969.
- Мамруков А.П., Зикрач Э.К. О связи F2s с некоторыми особенностями в ионосфере и магнитосфере на субавроральных широтах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 13. С. 647-650. 1973.
- Мамруков А.П., Киселев В.А., Неустроев Е.М., Филиппов Л.Д. Совмещенный ионозонд ВЗ и ВНЗ для диагностики ионосферы на широтах плазмопаузы в Жиганске // БНТИ: Проблемы космофизики и аэрономии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 24-27. Октябрь 1982.
- Мамруков А.П., Филиппов Л.Д. Якутская меридиональная цепочка ионозондов ВЗ и ВНЗ и ежедневные наблюдения главного ионосферного провала // Эффекты высыпаний заряженных частиц в верхнюю атмосферу. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 79-90. 1979.
- Мамруков А.П., Филиппов Л.Д. Якутская меридиональная цепочка ионозондов ВЗ и ВНЗ и круглосуточные наблюдения на ней главного ионосферного провала // Эффекты высыпания заряженных частиц в верхней атмосфере. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 107-123. 1988.
- Мамруков А.П., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Зикрач Э.К. Исследование неоднородной структуры субавроральной ионосферы методом ВНЗ // Актуальные вопросы распространения дециметровых волн. М.: Наука. Секц.4. С. 145-147. 1973.
- Мамруков А.П., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Зикрач Э.К. Исследование неоднородной структуры субавроральной ионосферы методом ВНЗ. // В сб.: Актуальные вопросы распространения дециметровых волн. Секц.4. М.: Наука. С. 145-147. 1973б.
- Мамруков А.П., Халипов В.Л., Филиппов В.М. Расчет ионограмм для ракурсно-чувствительных отражений от ионосферы // Геофизические

явления в полярной области. Якутск. изд. ЯФ СО АН СССР. С. 92-97. 1973а.

Мамруков А.П., Халипов В.Л., Филиппов Л.Д., Степанов А.Е., Зикрач Э.К., Смирнов В.Ф., Шестакова Л.В. Геофизическая информация по наклонным радиоотражениям в высоких широтах и их классификация // Исследования по геомагнетизму, аэрномии и физике Солнца. Иркутск: Изд. СО РАН. Вып.111, С.14-27. 2000.

Мингалев В.С., Мингалева Г.И. Возможный механизм формирования "пятен" и "капель" ионизации в слое F ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 35. С. 136. 1995.

Мишин В.М. Спокойные геомагнитные вариации и токи в магнитосфере. Новосибирск: Наука. 207 с. 1976.

Мулярчик Т.М., Гальперин Ю.И., Гладышев В.А., Николаенко Л.М., Ж.-А. Сово, Ж. Кранье, Фельдштейн Я.И. Диффузная авроральная зона. VI. Вторжение электронов и протонов в дневном секторе // Космические исследования. Т. 20. С. 244-263. 1982.

Наклонное зондирование ионосферы. Общ. ред. В.Б. Смирнов, Л.: Гидрометеоиздат. 269 с. 1983.

Пирог О.М. Определение крупномасштабной структуры ионосферы по данным наземного вертикального зондирования // Исследования по геомагнетизму, аэрномии и физике Солнца. М.: Наука. № 59. С. 33-37. 1982.

Пономарев Ю.Н., Гальперин Ю.И. Программа "Кадр" // Препринт ИКИ АН СССР. Пр-70. (30). 1972.

Решетников Д. Д., Соловьев В.С., Филиппов В.М. Измерительный комплекс пространственно-разнесенного приема с малой базой (метод D1) в Якутске, Жиганске, Тикси // Комплексные исследования авроральной и субавроральной ионосферы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 118-123. 1983.

- Решетников Д.Д., Филиппов В.М., Баишев Д.Г., Степанов А.Е., Андреев Р.П. Эверстов А.И., Гальперин Ю.И., Халипов В.Л., Сивцева Л.Д., Шестакова Л.В., Афонин В.В., Алексеев В.Н., Соловьёв В.С. Морфология и динамика узких провалов ионизации в субавроральной области F // Препринт. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 39 с. 1987.
- Решетников Д.Д., Филиппов В.М., Степанов А.Е., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Баишев Д.Г. Комплексные измерения узких провалов ионизации наземными и спутниковыми методами. // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. М.: Наука. Вып. 85. С. 26-32. 1989.
- Руководство по вертикальному зондированию ионосферы // (Состав. Ж.У. Райт, Р.У. Кнехт, К Дэвис. / Пер. с англ. под ред. Н.В. Медниковой и Б.С. Шапиро). М.: Изд-во АН СССР. 224 с. 1957.
- Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. (Перевод с английского). Ред. Н.В. Медникова. М.: Наука. 342 с. 1977.
- Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Ершова В.А., Николаенко Л.М., Пономарев Ю.Н., Сеницын В.М. Исследования среднеширотного ионосферного провала с помощью наземных геофизических методов и синхронных измерений со спутников // Космические исследования. Т. 21. № 4. С. 584-608. 1983.
- Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Ершова В.А., Николаенко Л.М., Пономарев Ю.Н., Сеницын В.М. Координированные исследования процессов в субавроральной верхней ионосфере и провала концентрации лёгких ионов // Космические исследования. Т.22. №5. С.720-741. 1984.
- Соловьёв В.С., Гальперин Ю.И., Зинин Л.В. Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л. Диффузная авроральная зона. IX. Экваториальная граница диффузных вторжений электронов плазменного слоя как граница крупномасштабной конвекции в магнитосфере (плазмопауза). Космические исследования. Т.27. Вып.2. 232-247. 1989.

- Степанов А.Е., Гальперин Ю.И., Беген К., Серов А.А. Измерения крупномасштабных сгустков ионосферной плазмы в полярных широтах со спутника Ореол-3 // Космические исследования. Т. 30. N4. С. 534-542. 1992.
- Степанов А.Е., Голиков И.А., Бондарь Е.Д., Попов В.И., Халипов В.Л. Моделирование эффекта влияния локальных электрических полей магнитосферного происхождения на структуру субавроральной ионосферы // Физика окружающей среды: Мат. VIII Межд. школы молодых ученых. Томск 22– 27 июня 2010 г. Томск: ТМЛ-пресс. С. 30–33. 2010.
- Степанов А.Е., Голиков И.А., Попов В.И., Бондарь Е.Д., Халипов В.Л. Структурные особенности субавроральной ионосферы при возникновении поляризационного джета // Геомагнетизм и аэрономия. Т.51. №5. С.643-649. 2011.
- Степанов А.Е., Гололобов А.Ю., Халипов В.Л., Голиков И.А. Вариации ионосферных параметров при формировании поляризационного джета // Геомагнетизм и аэрономия. Т.60. №1. С. 60-65. DOI: 10.31857/S0016794021010156. 2021.
- Степанов А.Е., Кобякова С.Е., Халипов В.Л. Наблюдение быстрых субавроральных дрейфов ионосферной плазмы по данным якутской меридиональной цепочки станций. Солнечно-земная физика. Т. 5. № 4. С.73 – 79. DOI: 10.12737/szf-54201908. 2019a.
- Степанов А.Е., Филиппов Л.Д., Galkin I.A., Reinisch V.W. Наклонное радиозондирование субавроральной ионосферы по измерениям дигизондов и модельные расчеты // Распространение радиоволн, XXIII Всероссийская научная конференция: Йошкар-Ола МарГТУ. Том 1. С. 417-420. 2011.
- Степанов А.Е., Филиппов Л.Д. Наклонное радиозондирование субавроральной ионосферы по измерениям дигизондов и модельные расчеты // Вестник СВФУ. Том 11. № 3. С. 60-66. 2014.

- Степанов А.Е., Филиппов Л.Д., Ратовский К.Г. Перемещающиеся ионосферные возмущения: кластерные измерения и расчеты // В сб. Физика солнца и околоземного космического пространства. Иркутск: ИСЗФ СО РАН, С. 217-219, 2013.
- Степанов А.Е., Филиппов Л.Д., Ратовский К.Г. Наблюдения ПИВ по данным радиозондирования ионосферы на северо-востоке России // XXIV Всероссийская научная конференция "Распространение радиоволн", Иркутск, 29 июня – 5 июля 2014 г., Труды конференции. Т. I. С. 308-311. 2014.
- Степанов А.Е., Халипов В.Л., Бондарь Е.Д. Сопоставление характеристик поляризационного джета на разнесенных станциях Якутск-Подкаменная Тунгуска // Космические исследования. Т.46. №2. С.116-121. 2008.
- Степанов А.Е., Халипов В.Л., Голиков И.А., Бондарь Е.Д. Поляризационный джет: узкие и быстрые дрейфы субавроральной ионосферной плазмы. Якутск: Издательский дом СВФУ. 176 с. 2017.
- Степанов А.Е., Халипов В.Л., Зикрач Э.К. Измерение сгустков ионизации в высоких широтах. // Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. Иркутск: Изд. СО РАН. ВЫП.109. Ч.2. С.168-174. 1999а.
- Степанов А.Е., Халипов В.Л., Кобякова С.Е., Котова Г.А. Результаты наблюдений дрейфов ионосферной плазмы в области поляризационного джета // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 59. № 5. С. 578–581. 2019.
- Степанов А.Е., Халипов В.Л., Котова Г.А., Заболоцкий М.С., Голиков И.А. Данные наблюдений крупномасштабной конвекции плазмы в магнитосфере в зависимости от уровня геомагнитной активности // Геомагнетизм и аэронаука. Т.56. №2. С.194-199. 2016а.
- Степанов А.Е., Халипов В.Л., Котова Г.А., Кобякова С.Е., Богданов В.В., Кайсин А.В. Восходящие потоки ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета // Геофизические методы исследования Земли и ее недр. Proceedings of the 11th International School and Conference

“Problems of Geocosmos” (Oct 03-07, 2016, St. Petersburg, Russia), С. 321-327. 2016б.

Степанов А.Е., Халипов В.Л., Смирнов В.Ф., Отпущенко А.А. Субавроральная и авроральная ионосфера и коротковолновая радиосвязь на северо-востоке России // Материалы межд. научно-практической конф. САКС-2001 1-4 декабря 2001 г. Красноярск, часть IV. с.57-66. 2002.

Степанов А.Е., Халипов В.Л., Филиппов В.М. Динамика области дневного полярного каспа по наземным данным // Исследования субавроральной ионосферы. М.: ИЗМИРАН. С. 27-35. 1989.

Тащилин А.В., Романова Е.Б. Моделирование свойств плазмосферы при спокойных и возмущенных условиях // Геомагнетизм и аэрномия. Т.54. №1. С. 13-22. 2014.

Фельдштейн Я.И. Авроральный овал и магнитосферные каспы // Полярные сияния и свечение ночного неба. М.: Сов. Радио. Т. 22 С. 77-99. 1975.

Филиппов В.М. Конвекция плазмы в субавроральной зоне. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 122 с. 1996.

Филиппов В.М., Решетников Д.Д., Соловьёв В.С., Степанов А.Е. Наземные измерения полосы быстрого западного ионного дрейфа // Физические процессы в субавроральной ионосфере. Якутск: Изд. ЯГУ. С. 13–16. 1985.

Филиппов В.М., Решетников Д.Д., Соловьёв В.С., Степанов А.Е., Андреев Р.П. Наблюдения методом D1 полосы быстрого субаврорального ионного дрейфа // Комплексные исследования полярной ионосферы. Апатиты: КФ АН СССР. С. 45–48. 1987.

Филиппов В.М., Решетников Д.Д., Халипов В.Л., Соловьёв В.С., Степанов А.Е., Гальперин Ю.И., Мулярчик Т.М. Комплексные измерения узких провалов ионизации в области F наземными и спутниковыми методами // Космические исследования. Т.27. №4: С. 568-584. 1989.

Филиппов В.М., Шестакова Л.В., Гальперин Ю.И. Полоса быстрого дрейфа ионов в субавроральной F-области и её проявление в структуре

высокоширотной ионосферы // Космические исследования. Т.22. №4. С. 557-564. 1984.

Филиппов Л.Д., Голенков Е.В., Плотников И.Я., Шестакова Л.В. Полярная стенка ионосферного провала и продольные токи // Physical processes in the trough region during disturbances. Berlin, P. 52. 1988.

Филиппов Л.Д., Киселев В.А., Корнильев В.М., Мамруков А.П., Семенова В.А., Халипов В.Л., Зикрач Э.К. О применимости антенн типа РГ для исследования структуры и динамики ионосферы методом ВНЗ // Структурные особенности субавроральной ионосферы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 79-90. 1979.

Филиппов Л.Д., Мамруков А.П., Зикрач Э.К. и др. Зоны неоднородной аномальной ионизации в высокоширотной E-области ионосферы по данным цепочки станций ВЗ и ВНЗ // Динамические процессы и структура полярной ионосферы. Апатиты: ПГИ АН СССР, С. 87-91. 1980.

Халипов В.Л., Афонин В.В., Алексеев В.Н., Иевенко И.Б., Степанов А.Е., Кондабаров А.В., Мокроусов М.И. Спутниковые и наземные измерения в области стабильных авроральных красных дуг // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 40. N2. С. 112-116. 2000а.

Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Лисаков Ю.В., Кранье Ж., Николаенко Л.М., Синицын В.М., Согово Ж.-А. Диффузная авроральная зона. II. Формирование и динамика полярного края субаврорального ионосферного провала в вечернем секторе // Космические исследования. Т.15. №5. С. 708-724. 1977.

Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Степанов А.Е., Шестакова Л.В. Формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури: результаты наземных измерений // Космические исследования. Т.39. №3. С. 244 -253. 2001.

Халипов В.Л., Голенков Е.В., Молочушкин Н.Е., Степанов А.Е. Характерные следы на ионограммах ВНЗ при появлении дуг сияний // Бюлл. научн.-техн. информации. Проблемы космофизики и аэрномии. Якутск: ЯФ СО

АН СССР. С. 33-35. 1984.

Халипов В.Л., Сивцева Л.Д., Степанов А.Е., Николаенко Л.М. Структура ионизации на полярной кромке главного провала в утреннем секторе в периоды интенсивных магнитных возмущений // В сб.: Высокоширотная ионосфера и магнитосферно-ионосферные связи, Апатиты: КФ АН СССР. с. 13-20. 1986.

Халипов В.Л., Сивцева Л.Д., Степанов А.Е., Николаенко Л.М., Ершова В.А. Структура области F на широтах главного провала в утреннем секторе. - В сб.: Комплексные измерения авроральной и субавроральной ионосферы, Якутск: ЯФ СО АН СССР. с.3-14. 1983.

Халипов В.Л., Степанов А.Е., Котова Г.А., Бондарь Е.Д. Вариации положения поляризационного джета и границы инжекции энергичных ионов во время суббурь // Геомагнетизм и аэрономия. Т.56. №2. С. 187-193. 2016а.

Халипов В.Л., Степанов А.Е., Котова Г.А., Кобякова С.Е., Богданов В.В., Кайсин А.В., Панченко В.А. Вертикальные скорости дрейфа плазмы при наблюдении поляризационного джета по наземным доплеровским измерениям и данным дрейфометров на спутниках DMSP // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 56. № 5. С. 568–578. 2016б.

Халипов В.Л., Степанов А.Е., Новопашина Е.Ю. Модель положения полярной кромки ионосферного провала в вечернем секторе. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 27. №5. С. 842-843. 1987.

Халипов В.Л., Филиппов В.М., Кершенгольц С.З. О связи между положением плазмопаузы и локализацией главного провала ионизации // Всесоюзное совещание "Крупномасштабная структура субавроральной ионосферы": Тез. докл. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 5-6.

Халипов В.Л., Шестакова Л.В., Степанов А.Е., Мамруков А.П., Филиппов Л.Д., Зикрач Э.К., Афонин В.В. Структурные особенности дневной ионосферы на широтах Каспа по наземным и спутниковым данным // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. Иркутск: Изд. СО РАН, ВЫП.111. С.27-42. 2000а.

- Харгривз Дж.К. Верхняя атмосфера и солнечно-земные связи: Введ. в физику околосолнечной космической среды / Дж. К. Харгривз; Пер. с англ. под ред. и с предисл. А. Д. Данилова. Л.: Гидрометеопиздат. 351 с. 1982.
- Хотенко Е.Н., Калинин Ю.К. Об информативности сигналов возвратно-наклонного зондирования ионосферы // Современные проблемы науки и образования. № 4. С. 356. 2012.
- Шестакова Л.В., Афонин В.В., Халипов В.Л., Степанов А.Е., Зикрач Э.К. Особенности высокоширотной ионосферы в полуденные часы во время возмущения 29 августа 1979 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 38, N3. С. 174-178. 1998.
- Шульгина Н.В. Спорадические образования в F-области // Авроральные явления 70. Апатиты: КФ АН СССР. С. 44-46. 1974.
- Электродинамика плазмы. Под ред. А.И. Ахиезера, М.: Наука. С.55-58. 1974.
- Afonin V.V., Alexeyev V.N., Ievenko I.B., Khalipov V.L., Stepanov A.E., Erasov A.N., Kondabarov A.V. Satellite and Ground-Based Measurements of the SAR-Arc Phenomena // Physics and Chemistry of the Earth, 25(N1-2). P. 63-66. 2000.
- Afraimovich E.L., Kosogorov E.A., Leonovich L.A., Palamartchouk K.S., Perevalova N.P., Pirog O.M. Observation of large-scale traveling ionospheric disturbances of auroral origin by global GPS networks // Earth Planets Space. V.52. P.669–674. 2000.
- Afraimovich E.L., Smirnov V.F. Angular characteristics of radio pulses reflected from the subpolar ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. V. 53. N 10. P. 889-901. 19 91
- Anderson D. N., Decker D.T., Valladares C.E. Modeling boundary blobs using time varying convection // Geophys. Res. Lett., V.23, P. 579-582, 1996.
- Anderson P. C., Hanson W. B., Heelis R. A., Craven J. D., Baker D. N., Frank L. A. A proposed production model of rapid subauroral ion drifts and their relationship to substorm evolution // J. Geophys. Res. V.98. NA4. P. 6069-6078. 1993.

- Anderson P. C., Heelis R. A., Hanson W. B. The ionospheric signatures of rapid subauroral ion drifts // *J. Geophys. Res.* V.96. NA4. P. 5785–5792. 1991.
- Baker K.B., Greenwald R.A., Ruohoniemi J.M., Dudeney J.R., Pinnock M., Mattin N., Leonard J.M. PACE. Polar Anglo-American conjugate experiment // *EOS. Transactions of the American Geophysical Union.* V. 70, N34. P. 785-799. 1989.
- Banks P.M., Rino C.L., Wickwar V.B. Incoherent scatter radar observations of westward electric field and plasma densities in the auroral ionosphere // *J. Geophys. Res.*, V.79. N1. P. 187-198. 1974.
- Banks P., Yasuhara F. Electric fields and conductivity in the nighttime E-region: A new magnetosphere-ionosphere-atmosphere coupling effect // *Geophys. Res. Lett.* V.5. N12. P. 1047–1050. 1978.
- Bates H.F. Aspect Sensivity of Spread-F Irregularities // *J. Atmos. Terr. Phys.* V.33. N1. P. 111-115. 1971.
- Bates H.F., Albee P.R. Aspect Sensivity of HF Auroral Echoes // *J. Geophys. Res.* V.74. N5. P. 1164-1168. 1969.
- Beghin C., Karczewski J.F., Poirier B., Debrie R., Masevich N. The ARCAD-3 ISOPROBE Experiment for High Time Resolution Thermal Plasma Measurements // *Ann. Geophys.* V. 38. N5. P. 615-629. 1982.
- Benkova N.P., Kozlov E.F., Samorokin N.I., Galperin Yu.I., Beghin C. Two-dimensional Snapshots of Electron Density in the Main Trough and Diffuse Auroral Zone from a Close Network of Ionosondes: Comparison with Measurements from AUREOL-3 Satellite // *The Results of the ARCAD-3 PROJECT and of the Recent Programmes in Magnetospheric and Ionospheric Physics.* Trans. of Intern. Symp. Toulouse, May 1984. Ed. CNES, CEPADUES-EDITIONS. Toulouse. P. 855-878. 1985.
- Bibl K. Evolution of the Ionosonde // *Annali di Geofisika.* V.41. N5-6. P.667-680. 1998.
- Bondar Ye., Golikov I., Khalipov V., Koryakin A., Popov V., Solovyev T., Stepanov A. The Polarization Jet influence on the subauroral ionospheric structure //

- Conference Proceedings of the 29th International Conference on Phenomena in Ionized Gases(ICPIG 2009) in Cancun, Mexico, July 12-17. Mexico. V.1. P.365–368. 2009.
- Bondar E., Khalipov V., Stepanov A. Vertical drift velocities during the polarization jet observations by the ground-based ionospheric data // 40th COSPAR Scientific Assembly. 2-10 August 2014. Moscow. C0.2-0054-14. 2014.
- Bosqued J.M., Barthe H., Coutelier I., Crasnier J., Cuvilo J., Medale J. L., Rème H., Sauvaud J.A., Kovrazhkin R.A. The Low Energy Electron and Ion Spectrometers on the AUREOL-3 Satellite: the SPECTRO Experiment // Ann. Geophys. V. 38. № 5. P. 567-582. 1982.
- Bourdillon A. Spectral Characteristics of High Frequency Waves Backscattered by Small-Scale F-Region Irregularities: Evidence of Strong Subauroral Ion Flow // J. Atmos. Terr. Phys. V. 48. N8. P. 703-714. 1986.
- Bourdillon A., Nicolet M., Parent J. Velocity characteristics of F-region irregularities at subauroral latitudes // Geophys. Res. Lett. V.9. N6. P.696-699. 1982.
- Bowman G.G. Ionization trough below the F2-layer maximum // Planet. Space Sci. V. 17. P. 777-796. 1969.
- Buchau J., B.W. Reinisch, E.J. Weber, J.G. Moore. Structure and dynamics of the winter polar cap F region // Radio Sci. V.18. N6. P. 995-1010. 1983.
- Buchau J., Reinisch B.W. Electron density structures in the polar F-region. Adv. Space Res. V.14. N10. P. 29-37. 1991.
- Cambou F., Galperin Yu.I. Resultats d'ensemble obtenus grace a l'experience ARCAD a bord du satellite AUREOLE // Ann. Geophys. V.30. N 1. P.9. 1974.
- Candidi M., Meng C.-I. Low-altitude observations of the conjugate polar cusps // J. Geophys. Res. V. 93. P. 923-931. 1988.
- Coley W.R., Heelis R.A. Adaptive identification and characterization of polar ionization patches // J. Geophys. Res. V.100, P. 23819-23827. 1995.
- Dandekar B.S., Pike C.P. The midday, discrete auroral gap // J. Geophys. Res. V. 83. P. 4227-4236. 1978.

- De Keyser J. Formation and evolution of subauroral ion drift in the course of a substorm // *J. Geophys. Res.* V.104. NA6. P. 12339–12349. 1999.
- De Keyser J., Roth M., Lemaire J. The magnetospheric driver of subauroral ion drifts // *Geophys. Res. Lett.* V.25. N10. P.1625-1628. 1998.
- Deminov M.G., Shubin V.N. Dynamics of nightside subauroral F-region during disturbed conditions // *Geomagnetism and Aeronomy (in Russian)*. V.27. P. 398-403. 1987.
- Deminov M.G., Shubin V.N. Electric field effects in the night-side subauroral F-region // *Geomagnetism and Aeronomy (in Russian)*. V.28. P. 409-415. 1988.
- Ejiri M. Trajectory traces of charged particles in the magnetosphere // *J. Geophys. Res.* V. 83. NA10. P. 4798–4810. 1978.
- Ejiri M., Hoffman R.A., Smith P. H. Energetic particle penetrations into the inner magnetosphere // *J. Geophys. Res.* V.85. NA2. P.653–663. 1980.
- Erickson G.M., Spiro R.W., Wolf R.A. The physics of the Harang discontinuity // *J. Geophys. Res.* V.96. NA2. P.1633-1645. 1991.
- Frank L.A., Ackerson K.L. Observations of charged particle precipitation into the auroral zone // *J. Geophys. Res.* V. 76. P. 3612-3643. 1971.
- Figueiredo S., Karlsson T., Marklund G. T. Investigation of subauroral ion drifts and related field-aligned currents and ionospheric Pedersen conductivity distribution // *Ann. Geophys.* V.22. N3. P.923-934. 2004.
- Filippov V.M., Reshetnikov D.D., Khalipov V.L., Soloviev V.S., Stepanov A.E., Galperin Yu.I., Mularchik T.M. Complex measurements of narrow ionization troughs in the F-region by ground-based and satellite methods // *Cosmic Research(in Russian)*. V.27. P.568-584. 1989.
- Foster J.C., Burke W.J. SAPS: A new characterization for subauroral electric fields // *Eos AGU Trans.* V. 83. P. 393–394. 2002.
- Foster J. C., Vo H. B. Average characteristics and activity dependence of the subauroral polarization stream // *J. Geophys. Res.* V. 107. NA12. P.1475-1484. 2002.

- Freeman M.P., Southwood D.J., Lester M., Yeoman T.K., Reeves G.D. Substorm-associated radar auroral surges // *J. Geophys. Res.* V. 97. NA8. P. 12173–12185. 1992.
- Fukushima D., Shiokawa K., Otsuka Y., Ogawa T. Observation of equatorial nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances in 630-nm airglow images over 7 years // *J. Geophys. Res.* V.117. A10324. doi: 10.1029/2012JA017758. 2012.
- Galperin Yu.I. Polarization Jet: characteristics and a model // *Ann. Geophys.* V. 20. N3. P. 391–404. 2002.
- Galperin Yu.I., Aimbund M.R., Boljunova A.D., Gladyshev V.A., Gorn L.S., Jorjio N.V., Khazanov B.I., Klimashov A.A., Kovalenko V.G., Kovrazhkin R.A. Suprathermal Plasma and Energetic Particle Measurements Aboard the AUREOL-3 Satellite // *Ann. Geophys.* V. 38. N5. P. 583-590. 1982a.
- Galperin Yu.I., Khalipov V.L., Filippov V.M. Signature of rapid subauroral ion drifts in the high-latitude ionosphere structure // *Ann. Geophys.* V.4. NA2. P.145-154. 1986.
- Galperin Yu.I., Khalipov V.L., Filippov V.M., Reshetnikov D.D. Large latitudinal ionization gradients in the subauroral F-region during rapid ion drifts // *Acta Geod. Geophys. Mont. Hung.* V.22. N1/2. P. 97-106. 1987.
- Galperin Yu.I., Ponomarev V.N., Zosimova A.G. Plasma convection in the polar ionosphere // *Ann. Geophys.* V.30, N1, P. 1–7. 1974.
- Galperin Yu. I., Reme H., Beghin C., Berthelier J.J., Bosqued J.M., Khmyrov B.E. The ARCAD-3 Project // *Ann. Geophys.* V. 38. N5. P. 543-546. 1982b.
- Galperin Yu.I., Soloviev V.S., Torkar K., Foster J.C., Veselov M.V. Predicting the plasmaspheric density radial profiles // *J. Geophys. Res.* V.102. P. 2079-2091. 1997.
- Ganushkina N.Y., Pulkkinen T.I., Sergeev V.A., Kubyshkina M.V., Baker D.N., Turner N.E., Grande M., Kellett B., Fennell J.F., Roeder J.L., Sauvaud J.-A., Fritz T.A. Entry of plasma sheet particles into the inner magnetosphere as

observed by Polar/CAMMICE // *J. Geophys. Res.* V. 105. NA11. P. 25205-25219. 2000.

Gloeckler G., Ipavich F.M., Studemann W., Wilken B., Hamilton D.C., Kremser G., Hovestadt D., Gliem F., Lundgren R.A., Rieck W., Tums E.O., Cain J.C., Masung L.S., Weiss W., Winterhof P. The charge-energy-mass spectrometer for 0.3-300 keV/e ions on the Amptec CCE // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. V. GE-23. № 3. P. 234–240. 1985.

Goldstein J., Burch J. L., Sandel B. R. Magnetospheric model of subauroral polarization stream // *J. Geophys. Res.* V.110. NA9. doi: 10.1029/2005JA011135. 2005.

Goldstein J., Sandel B. R., Hairston M. R., Reiff P. H. Control of plasmaspheric dynamics by both convection and sub-auroral polarization stream // *Geophys. Res. Lett.* V.30. N24. P. 2243-2247. doi:10.1029/2003GL018390. 2003a.

Goldstein J., Spasojevic M., Reiff P.H., Sandel B.R., Forrester W.T., Gallagher D.L., Reinisch B.W. Identifying the plasmopause in IMAGE EUV data using IMAGE RPI in situ steep density gradients // *J. Geophys. Res.* V.108. NA4. P.1147-1159. doi:10.1029/2002JA009475. 2003b.

Golikov I., Stepanov A., Popov V., Reshetnikov A., Bondar Ye., Koryakin A., Solovyev T. The modelling of the seasonal features of the Polarization Jet appearance // *Conference Proceedings of the 30th International Conference on Phenomena in Ionized Gases*. Belfast. Northern Ireland. August 28 – September 2. C7-103. 2011.

Gombosi T. I., Killeen T. L. Effects of thermospheric motions on the polar wind: A time-dependent numerical study // *J. Geophys. Res.* V.92. NA5. P.4725-4729. 1987.

Grebowsky J.M., Taylor G.N., Lindsay L. Location and source of ionospheric high-latitude trough // *Planet Space Sci.* V. 31. P. 99-105. 1983.

Greenwald R.A., Baker K.B., Ruohoniemi J.M., Dudeney J.R., Pinnock M., Mattin N., Leonard J.M., Lepping R.P. Simultaneous conjugate observations of

- dynamic variations in high-latitude dayside convection due to changes in IMF
By // *J. Geophys. Res.* V.95. N A6. P. 8057-8072. 1990.
- Gussenhoven M.S., Hardy D.A., Heinemann N. Systematics of the equatorward
diffuse auroral boundary // *J. Geophys. Res.* V.88. NA7. P. 5692-5708. 1983.
- Hanson W.B., Heelis R.A., Power R.A., Lippincott C.R., Zuccaro D.R., Holt B.J.,
Harmon L.H., Sanatani S. The retarding potential analyzer for Dynamics
Explorer-B // *Space Sci. Instrum.* V. 5. P. 503-510. 1981.
- Harel M., Wolf R.A., Reiff P.H., Spiro R.W. Quantitative simulation of a
magnetospheric substorm. 2. Comparison with observations // *J. Geophys. Res.*
V. 86. NA4. P. 2242–2260. 1981.
- He F., Zhang X.-X., Chen B. Solar Cycle, Seasonal, and Diurnal Variations of
Subauroral Ion Drifts: Statistical Results // *J. Geophys. Res.* V.119. NA6.
P.5076-5086. 2014.
- He F., Zhang X.-X., Chen B., Fok M.-C. Plasmaspheric trough evolution under
different conditions of subauroral ion drift // *Sci. China. Tech. Sci.* V.55. N5.
P.1-8. 2012.
- He F., Zhang X.-X., Wang W., Chen B. Double-peak subauroral ion drifts (DSAIDs)
// *Geophys. Res. Lett.*, V.43. N11. P. 5554–5562. doi: 10.1002/2016GL069133.
2016.
- He F., Zhang X.-X., Wang W., Wan W. Different evolution patterns of subauroral
polarization streams (SAPS) during intense storms and quiet time substorms //
Geophys. Res. Lett. V. 44. P. 10796–10804. DOI: 10.1002/2017GL075449.
2017.
- Heelis R.A., Hanson W.B., Lippincott C.R., Zuccaro D.R., Harmon L.H., Holt B.J.,
Doherty J.E., Power R.A. The ion driftmeter for Dynamics Explorer-B // *Space
Sci. Instrum.* V.5. P. 511-521. 1981.
- Heikkila, W.J. Definition of the cusp // In: *The polar cusp* / Eds: Holtet J.A. and
Egeland A. NATO ASI Series Dordrecht. Reidel 1985. V.145. P. 387-395.
1985.

- Heikkila W.J. The morphology of auroral particle precipitation // Space Research XII. V. 12. P. 1343-1353. 1972.
- Heppner J.P., Maynard N.N. Empirical high-latitude electric field models // J. Geophys. Res. V.92. NA5. P. 4467–4489. 1987.
- Hines C.O. Internal atmospheric gravity waves at atmospheric heights // Canad. J. Phys. V.38. P.1441-1481. 1960.
- Hocke K., Schlegel K. A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982-1995 // Ann. Geophys. V.14. P.917-940. 1996.
- Hoeg P., Ungstrup E. Interpretation of ionograms in the vicinity of the dayside auroral oval by ray tracing // Radio Sci, V. 18. P. 725-737. 1983.
- Holt J.M., Wand R.H., Evans J.V. Millstone Hill measurements on 26 February during the Solar Eclipse and formation of a midday F-region trough // J. Atmos. Terr. Phys. V. 46. N 3. P. 251–264. 1984.
- Horwitz J.L. Relationship of dusk sector radial electric field to energy dispersion at the inner edge of the electron plasma sheet // J. Geophys. Res. V.89. NA5. P.3011-3013. 1984.
- Horwitz J.L., Brace L.H, Comfort R.H., Chappell C.R. Dual-Spacecraft Measurements of Plasmasphere-Ionosphere Coupling // J. Geophys. Res. V. 91. NA10. P. 11203-11216. 1986.
- Huang C.-S., Foster J. C., Holt J. M. Westward plasma drift in the midlatitude ionospheric F region in the midnight-dawn sector // J. Geophys. Res. V.106. NA12. P.30349-30362. 2001.
- Hunsucker R. D. Atmospheric gravity waves generated in the high latitude ionosphere: A review // Rev. Geophys. V.20. P.293-315. 1982.
- Hunsucker R. D., Bates H. F. Survey of polar and auroral region effects on HF propagation // Radio Sci. V.4. N4. P. 347-365. 1969.
- Ievenko I.B., Stepanov A.E., Alexeyev V.N., Smirnov V.F. Dynamics of the convection in the inner magnetosphere by observations of the diffuse aurora, SAR arc and ionospheric drift // Advances in Space Research. V.43. N7. P. 1130–1134. 2009.

- Isaev N.V., Gdalevich G.L., Benkova N.P., Gubsky V., Trushkina E.P., Kozlov E.F., Samorokin N.I., Stanev G., Teodosiev D., Samardjiev T. Auroral electric field penetration into the middle-latitude trough // *Adv. Space Res.* V. 7. N 8. P. 59–65. 1987.
- Kalikhman A.D., Klimov N.N., Matafonov G.K., Tashchilin A.V. Simulation of ionosonde observations of ionospheric holes // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 54. P. 1177-1183. 1992.
- Karlsson T., Marklund G. T., Blomberg L. G., Malkki A. Subauroral electric fields observed by the Freja satellite: A statistical study // *J. Geophys. Res.* V.103 NA3. P.4327-4314. 1998.
- Khalipov V.L., Galperin Yu.I., Stepanov A.E., Bondar' E.D. Formation of polarization jet during injection of ions into the inner magnetosphere // *Adv. Space Res.* V.31. N5. P.1303-1308. 2003.
- Khalipov V.L., Gubsky V.F., Afonin V.V., Bondar' E.D., Stepanov A.E. SAR-arc characteristics in the region of ring current dissipation and during polarization jet development // *Physics of Auroral Phenomena. Proc. XXVII Annual Seminar. Apatity 2–5 March 2004.* P. 9–12. 2004.
- Khalipov V.L., Shestakova L.V., Mamrukov A.P. et al. Ionosphere structure features in dayside cusp latitudes // *Физика авроральных явлений: XX ежегодный Апатитский семинар. 27 февраля-1 марта 1996 г. Abstracts. Апатиты: КНЦ РАН.* С. 46. 1996.
- Khalipov V.L., Sivtseva L.D., Filippov V.M., Stepanov A.E., Nikolaenko L.M., Bosqued J.M., Beghin C. Step-like profiles of electron density in the subauroral lower F-region in the morning sector and possible mechanisms of their formation during substorms: the comparison of data of ground-based ionosondes with the AUREOL-3 satellite measurements // *Results of the ARCAD 3 project and of the recent programmes in magnetospheric and ionospheric physics, Toulouse, 1984.* CNES, editor. CEPADUES-EDITIONS. Toulouse. P. 895-916. 1985.

- Khalipov V.L., Stepanov A.E., Bondar' E.D. Formation of Polarization Jet during a injection of ions into the Inner Magnetosphere // *Physics of Auroral Phenomena. Proc. XXV Annual Seminar. Apatity.* P. 43–46. 2002.
- Khalipov V.L., Stepanov A.E., Ievenko I.B., Kotova G.A., Panchenko V.A. Formation of Red Arc in the polarization jet band // *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* V. 179, N11. P. 494-503. doi.org/10.1016/j.jastp.2018.08.005. 2018.
- Korosmezey, A. C.E. Rasmussen, T.I. Gombosi, G.V. Khazanov. Anisotropic ion heating and parallel O⁺ acceleration in regions of rapid E×B convection // *Geophys. Res. Lett.* V. 19. N23. P. 2289–2292. 1992.
- Krasheninnikov I.V., Jodogne J.-C., Alberca L.F. Compatible analysis of vertical and oblique ionospheric sounding data // *Annali di Geofisika.* V.39. N4. P.763-768. 1996.
- Krasheninnikov I.V., Pezzopane M., Scotto C. Application of Autoscala to ionograms recorded by the AIS- Parus ionosonde. // *Computers & Geosciences.* V.36. P. 628-635. 2010.
- Kurkin V.I., Pirog O.M., Polekh N.M., Mikhalev A.V., Poddelsky I.N., Stepanov A.E.. Ionospheric response to geomagnetic disturbances in the north-eastern region of Asia during the minimum of 23rd cycle of solar activity // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics,* V. 70, N18, 2346–2357, 2008.
- Liszka L. High-latitude trough in ionospheric electron content // *Atmos. Terr. Phys.* V. 29. P. 1243-1259. 1967.
- Lobb R.J., Titheridge J.E. The effects of travelling ionospheric disturbances on ionograms // *J. Atmos. and Terr. Phys.* V.39. P. 129-138. 1977.
- Lundin R. On the magnetospheric boundary layer and solar wind energy transfer into the magnetosphere // *Space Sci. Rev.* V. 48. P. 263-320. 1988.
- Makarevich R. A., Bristow W. A. Fine structure of subauroral electric field and electron content // *J. Geophys. Res.* V.119. NA5. P.3789–3802. 2014.
- Makarevich R.A. Dyson P.L. Dual HF radar study of the subauroral polarization stream // *Ann. Geophys.* V. 25. N12. P. 2579–2591. 2007.

- Marklund G., Blomberg L., Malkki A. Subauroral electric fields observed by the Freja satellite: A statistical study // *J. Geophys. Res.* V. 103. NA3. P. 4327–4341. 1998.
- Maynard N.C. On large poleward directed electric fields at subauroral latitudes // *Geophys. Res. Lett.* V.5. N7. P.617-618. 1978.
- Maynard N.C., Aggson T.L., Heppner J.P. Magnetospheric observation of large subauroral electric fields // *Geophys. Res. Lett.* V.7. N11. P.881-884. 1980.
- Maynard, N. C., Aggson T. L., Heppner J. P. The plasmaspheric electric field as measured by ISEE 1 // *J. Geophys. Res.* V.88. NA5. P.3991– 4003. 1983.
- McIlwain C. E. Plasma convection in the vicinity of the geosynchronous orbit // *Earth's Magnetospheric Processes*, edited by McCormac B. M. Hingham, Mass: D. Reidel. Pub. Comp. P. 268–279. 1972.
- McIlwain C.E. Substorm injection boundaries // *Magnetospheric physics*, edited by McCormac B.M. Dordrecht-Holland: D. Reidel Pub. Comp. P. 143–154. 1974.
- Meng, C.-I. Dynamic variation of the auroral oval during intense magnetic storm // *J. Geophys. Res.* V. 86. P. 227-235. 1984.
- Mikkelsen I.S., Jorgensen T.S., Kelley M.C., Larsen M.F., Pereira E., Vickrey J. Neutral winds and electric fields in the dusk auroral oval. 1. Measurements // *J. Geophys. Res.* V. 86 N A3. P. 1513–1524. 1981.
- Mishin E.V. Interaction of substorm injections with the subauroral geospace: 1. Multispacecraft observations of SAID // *J. Geophys. Res.* V. 118. NA9. P.5782–5796. <https://doi.org/10.1002/jgra.50548>. 2013.
- Mishin, E., Nishimura, Y., Foster, J. SAPS/SAID revisited: A causal relation to the substorm current wedge // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. V.122(8). P. 8516-8535. <https://doi.org/10.1002/2017JA024263>. 2017.
- Mishin E.V., Puhl-Quinn P.A. SAID: Plasmaspheric short circuit of substorm injections // *Geophys. Res. Lett.* V.34. L24101. doi:10.1029/2007GL031925. 2007.

- Mishin E.V., Puhl-Quinn P.A., Santolik O. SAID: A turbulent plasmaspheric boundary layer // *Geophys. Res. Lett.*, V.37, L07106, doi: 10.1029/2010GL042929. 2010.
- Mishin E., Streltsov A. Prebreakup arc intensification due to short circuiting of mesoscale plasma flows over the plasmopause // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. V.125(5). e2019JA027666. <https://doi.org/10.1029/2019JA027666>. 2020.
- Moffett R.J., Ennis A.E., Bailey G.J., Heelis R.A., Brace L.H. Electron temperatures during sub-auroral ion drift events // *Ann. Geophys.* V. 16. N4. P. 450-459. 1998.
- Muldrew D.B. F-layer ionization trough deduced from Alouette data // *J. Geophys. Res.* V. 70. P. 2635-2650. 1965.
- Newell P.T., Meng C-I. Ionospheric projections of magnetospheric regions under low and high solar wind pressure conditions: Preprint SIG-93-02. June 1993.
- Newell P.T., Meng C.-I. The cusp and cleft/LLBL: Low-altitude identification. Statistical local time variation // *J. Geophys. Res.*, V.93. P. 14549-14556. 1986.
- Newell, P.T., Meng C.-I., Sibeck D.G., Lepping R. Some low-altitude cusp dependencies on the interplanetary magnetic field // *J. Geophys. Res.* V. 94. P. 8921-8927. 1989.
- Ober D.M., Horwitz J.L., Gallagher D.L. Formation of density troughs embedded in the outer plasmasphere by subauroral ion drift events // *J. Geophys. Res.*, V.102. NA7. P.14595-14602. 1997.
- Olesen J.K., Stauning P., Tsunoda R.T. On a unified interpretation of the polar slant E condition (SEC) and other high E field related phenomena // *Radio Sci.* V.21. N 1. P.127-140. 1986.
- Parkinson M. L., Pinnock M., Ye H., Hairsto M. R., Devlin J. C., Dyson P. L., Morris R. J., Ponomarenko P. On the lifetime and extent of an auroral westward flow channel (AWFC) observed during a magnetospheric substorm // *Ann. Geophys.* V. 21. N4. P. 893-913. 2003.
- Pike C.P. A latitudinal survey of the daytime polar F-layer // *J. Geophys. Res.*, V.

76. P. 7745-7753. 1971.

Ponomarev V.N., Samborski V.S. The velocity of well regulated ion motions in the ionosphere at 600 km altitude, 1. Methods of measurements // *Cosmic Research* (in Russian). V. 8. P. 557-562. 1970.

Providakes J.F., Kelley M.K., Swartz W.E., Mendillo M., Holt J.M. Radar and optical measurements of ionospheric processes associated with intense subauroral electric fields // *J. Geophys. Res.* V. 94. NA5. P. 5350–5366. 1989.

Puhl-Quinn P., Matsui H., Mishin E., Mouikis C., Kistler L., Khotyaintsev Y., Décréau P., Lucek E. Cluster and DMSP Observations of SAID electric fields // *J. Geophys. Res.*, V.112. A05219, doi:10.1029/2006JA012065. 2007.

Reinisch B.W. New Techniques in Ground-Based Ionospheric Sounding and Studies // *Radio Science*. V.21. N3. 1987.

Reinisch B. W., Haines D. M., Bibl K., Galkin I. A., Huang X., Kitrosser D. F., Sales G. S., Scali J.L. Ionospheric sounding support of OTH radar // *Radio Sci.* V.32. P.1681-1694. 1997.

Reinisch B.W., Haines D.M., Kuklinski W.S. The New Portable Digisonde for Vertical and Oblique Sounding // *AGARD Conf. Proc.* CP-502. P.1-11. 1992.

Reinisch B.W., Scali L., Haines D.M. Ionospheric Drift Measurements with Ionosondes // *Annali di Geofisika*. V.41. N5-6. P.695-702. 1998.

Rich F.J., Burke W.J., Kelley M.C., Smiddy M. Observations of field-aligned currents in association with strong convection electric fields at subauroral latitudes // *J. Geophys. Res.* V. 85. NA5. P.2335–2340. 1980.

Rich F., Hairston M. Large-scale convection patterns observed by DMSP // *J. Geophys. Res.* V. 99. P. 3827–3844. 1994.

Rodger A.S., Broom S.M. Ionospheric signature of the polar cleft over Halley, Antarctica // *Br. Antarc. Surv. Bull.* V. 72. P. 1-12. 1986.

Rodger A.S., Moffett R.J., Quegan S. The role of the ion drift in the formation of ionization troughs in the mid- and high-latitude ionosphere – A review // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 54. N1. P. 1–30. 1992.

- Rodger A.S., Pinnock M., Dudeney J.R., Baker K. B., Greenwald R.A. A new mechanism for polar patch formation // *J. Geophys. Res.* V. 99. P. 6425-6436. 1994.
- Ruohoniemi J.M., Greenwald R.A., Baker K.B., Villain J. P., McCready M. A. Drift Motions of Small-Scale Irregularities in the High-Latitude F-Region: an Experimental Comparison with Plasma Drift Motions // *J. Geophys. Res.* V. 92. N A5. P. 4553-4564. 1987.
- Russell C. T., McPherron R. L. Semiannual variation of geomagnetic activity // *J. Geophys. Res.* V.78. NA1. P.92-108. 1973.
- Schunk R.W., Banks P.M. Auroral N2 vibrational excitation and the electron density trough // *Geophys. Res. Lett.* V.2. N6. P.239-242. 1975.
- Schunk R.W., Banks P.M., Raitt W.F. Effects of Electric Fields and Other Processes upon the Nighttime High-Latitude F-layer // *J. Geophys. Res.* V.81. N8. P.3271-3282. 1976.
- Schunk R. W., Raitt W. J., Banks P. M. Effect of Electric Fields on the Daytime High-Latitude E and F Regions // *J. Geophys. Res.* V. 80. N22. P. 3121-3130. 1975.
- Sellek R., Bailey G.J., Moffett R.J., Heelis R.A., Anderson P.C. Effects of large zonal plasma drifts on the subauroral ionosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 53. N6/7. P. 557-565. 1991.
- Senior C., Blanc M. On the control of magnetospheric convection by the spatial distribution of ionospheric conductivities // *J. Geophys. Res.* V. 89. N A1. P. 261–284. 1984.
- Shestakova L.V., Stepanov A.E., Khalipov V.L., Mamrukov A.P., Filippov L.D., Zikrach E.K., Afonin V.V. High-latitude ionosphere structure in dayside sector on ground-based and satellite measurements // *Adv. Space Res.* V.20. N3. P. 415-418. 1997.
- Smiddy M., Kelley M.C., Burke W.J., Rich R., Sagalyn R., Shuman B., Hays R., Lai S. Intense poleward directed electric fields near the ionospheric projection of the plasmopause // *Geophys. Res. Lett.* V.4. N11. P.543-546. 1977.

- Smith P.H., Hoffman R.A. Direct observations in the dusk hours of the characteristics of the storm time ring current particles during the beginning of magnetic storms // *J. Geophys. Res.* V. 79. N7. P. 966–971. 1974.
- Sojka J.J., Bowline M.D., Schunk R.W. Decker D.T., Valladares C.E., Sheehan R., Anderson D.N., Heelis R.A. Modeling polar cap F-region patches using time varying convection // *Geophys. Res. Lett.* V. 20, P. 1783-1786. 1993.
- Sojka J.J., Bowline M.D., Schunk R.W. Patches in the polar ionosphere: UT and seasonal dependence // *J. Geophys. Res.* V.99. P. 14959-14970. 1994.
- Southwood D.J., Wolf R.A. An assesment of the role of precipitation in magnetospheric convection // *J. Geophys. Res.* V. 83. NA11. P. 5227– 5332. 1978.
- Spiro R.W., Harel M., Wolf R.A., Reiff P.J. Quantitative simulation of a magnetospheric substorm. 3. Plasmaspheric electric fields and evolution of the plasmasphere // *J. Geophys. Res.* V.86. NA4. P.2261-2272. 1981.
- Spiro R.W., Heelis R.A., Hanson W.B. Ion convection and the formation of the midlatitude F-region ionization trough // *J. Geophys. Res.* V. 83. NA9. P. 4255–4264. 1978.
- Spiro R.W., Heelis R.A., Hanson W.B. Rapid subauroral ion drifts observed by Atmospheric Explorer C // *Geophys. Res. Lett.* V.6. N8. P.657–660. 1979.
- Stanley G.M. Ground-based studies of the F-region in the vicinity of the mid-latitude trough // *J. Geophys. Res.* V. 71. P. 5067-5073. 1966.
- Stepanov A.E., Gololobov A.Yu., Khalipov V.L., Golikov I.A. Ion upward flows in the subauroral polarisation jet // “Physics of Auroral Phenomena”, Proc. XXXXI Annual Seminar, Apatity, 12 – 16 March 2018, c. 118-121. 2018.
- Stepanov A.E., Khalipov V.L. Large-Scale Blobs of Ionospheric Plasma in Auroral Region on Ground-Based and Satellite Measurements // *Auroral Phenomena and Solar-Terrestrial Relations. Proceedings of the Conference in Memory of Yuri Galperin, Moscow, Russia 3-7 February 2003*, ed. by L.M. Zelenyi, M.A. Geller and J.H. Allen, CAWSES Handbook-001. P. 402-406. 2004.

- Stepanov A.E., Khalipov V.L., Zikrach E.K., Afonin V.V. Ionospheric plasma blob characteristics on ground-based and satellite measurements // *Physics of Auroral Phenomena, Proc. XXII Annual Seminar, Apatity*. P. 97-100. 1999b.
- Stepanov A.E., Filippov L.D., Sofronov S.K. Traveling ionospheric disturbances: data of meridional chain of ionosondes and model calculations // *Proc. of the 9th Intern. Conf. "Problems of Geocosmos"*. SPb. P.405-409. 2012.
- Stiles G.S., Hones EW., Winningham J.D., Lepping R. P., Delana B. S. Ionosonde observations of the northern magnetospheric cleft during December 1974 and January 1975 // *J. Geophys. Res.* V. 82. P. 67-73. 1977.
- Strom G.B., Brekke A., Bratteng O., Klokervoll F.N. Polar F-Region Plasma Flow as Observed by a Spaced Receiver System at Ny-Alesund, Svalbard // *Ann. Geophys.* V.4. N2A. P. 107-112. 1986.
- Sugiura M., Iyemori T., Hoffman R. A., Maynard N. C., Burch J. L., Winningham J. D. Relationships between Field-Aligned Currents, Electric Fields and Particle precipitation as Observed by Dynamics Explorer-2 // *Magnetospheric Currents*. Ed. Potemra T. A. AGU Geophys. Monograph. 28. Washington. P. 96-103. 1984.
- Taylor G.M. Structure of the poleward edge of a mid-latitude F-region trough // *J. Atmos. Terr. Phys.* V.35. N4. P.647-656. 1973.
- The Polar Cusp / Eds.: Holtet J.A_ and Egeland A NATO ASI Series, Dordrecht. Reidel. V. 145. P. 421-425. 1985.
- Troitskaya V.A, Bolshakova O.V. Diurnal latitude variation of the location of the dayside cusp // *Planet. Space Sci.* V. 27. P. 1167-1169. 1977.
- Tsunoda R.T. High latitude F-region irregularities: A review and synthesis // *Rev. Geophys.* V. 26. P. 719-760. 1988.
- Tulunay Y.K., Grebowsky J. M. The noon and midnight mid-latitude trough as seen by ARIEL-4 // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 40. P. 845- 855. 1978.
- UMass Lowell Space Science Lab [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://ulcar.uml.edu>, свободный – (06.01.2022).

- Unwin R.S., Cummack C.H. Drift Spikes: The ionospheric signature of large poleward directed electric fields at subauroral latitudes // *Memoirs of National Institute of Polar Research*. N16. P.72–83. 1980.
- Valladeres C.E., Basu S., Buchau J., Friis-Christensen E. Experimental evidence for the formation and entry of patches into the polar cap // *Radio Sci.* V.29. P.167-194. 1994.
- Walker I.K., Moen J., Kersley L., Lorentzen D.A. On the possible role of cusp/cleft precipitation in the formation of polar cap patches // *Ann. Geophys.* V.17. P. 1298-1305. 1999.
- Weber E.J., Buchau J., Moore J.G., Sharber J., Livingston R.C., Winningham J.D., Reinisch B. F layer ionization patches in the polar cap // *J. Geophys. Res.* V.89. P. 1683-1694. 1984.
- Weber E.J., Klobuchar J.A., Buchau J. Carlson, H. C., Jr., Livingston R.C., De La Beaujardiere O., McCready M., Moore J.G., Bishop G. J. Polar cap F-layer patches: structure and dynamics // *J. Geophys. Res.*, V.91. P. 12121-12130. 1986.
- Wildman P.J.L., Sagalyn R.C., Ahmed M. Structure and morphology of the main plasma trough in the topside ionosphere: Preprint AFGL-35. Hanscom, 20 p. 1976.