

## ИОНОСФЕРА ЗЕМЛИ: ЗАКОНОМЕРНОСТИ И МЕХАНИЗМЫ

*М. Г. Дёминов*

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова Российской академии наук (ИЗМИРАН)

Представлены результаты исследования ионосферы Земли по направлению солнечно-земная физика, выполненные в ИЗМИРАН за последние 25 лет. Основное внимание уделено результатам поиска закономерностей пространственно-временного распределения параметров ионосферы и возможных причин этих закономерностей как на основе анализа экспериментальных данных, так и с помощью моделирования. Приведены установленные закономерности и свойства: крупномасштабной структуры ионосферы, включая главный ионосферный провал и экваториальную аномалию, ионосферных возмущений, включая бурю и суббурю в ионосфере, изменчивости ионосферы, долговременных изменений в ионосфере. Представлены некоторые из результатов использования ионосферы как индикатора параметров нейтрального компонента атмосферы — термосферы.

*Ключевые слова:* ионосфера, закономерности, механизмы, структура, возмущение, изменчивость, долговременные изменения.

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования ионосферы Земли, выполненные в ИЗМИРАН за последние 25 лет, охватывают широкий круг задач физики ионосферы. Результаты таких исследований, полученные до 1989 г., отражены в обзорах [Бенькова и др., 1989; Кушнеревский и др., 1989; Намгаладзе, 1989]. Некоторые из них суммированы в монографиях [Бенькова и др., 1993; Зевакина и др., 1990; Солодовников и др., 1990], и они актуальны и по настоящее время. Более современные знания о различных аспектах исследования ионосферы Земли отражены в обзорах сотрудников ИЗМИРАН [Гвишвили, 2008; Деминов, 2008а, б; Деминов, Кузнецов, 2008; Карпачев, 2008, 2009; Карпачев, Телегин, 2008; Коломийцев, Ружин, 2008; Павлов, 2008, 2011; Михайлов, 2009; Mikhailov, 2000; Pavlov, 2012, 2013] и сотрудников ИЗМИРАН с коллегами из других институтов [Антонова и др., 2008].

Ниже представлены только некоторые из результатов исследований ионосферы Земли, выполненных в ИЗМИРАН за последние 25 лет. Так, не приведены результаты исследований изменений в ионосфере, связанных с сильными землетрясениями, цунами и другими эффектами воздействия на ионосферу снизу или обусловленных искусственным воздействием на ионосферу, включая нагрев ионосферы мощными коротковолновыми (КВ) радиоволнами. Эти аспекты физики ионосферы обсуждены в других статьях настоящего сборника. Здесь основное внимание уделено результатам поиска закономерностей пространственно-временного распределения

---

Дёминов Марат Гарунович — заведующий лабораторией, доктор физико-математических наук, профессор, [deminov@izmiran.ru](mailto:deminov@izmiran.ru)

параметров ионосферы Земли и возможных причин этих закономерностей как на основе анализа экспериментальных данных, так и с помощью моделирования. Эффективность использования численных (физико-математических) моделей в значительной степени определяется точностью учёта физико-химических процессов в уравнениях этих моделей. Поэтому важным направлением исследований ионосферы является определение или уточнение структуры и коэффициентов этих уравнений. Успехи в этом направлении исследований приведены в разд. 1. Далее последовательно представлены установленные закономерности и свойства: крупномасштабной структуры ионосферы, включая главный ионосферный провал и экваториальную аномалию (разд. 2), изменчивости ионосферы и ионосферных возмущений, включая бурю и суббурю в ионосфере (разд. 3), долговременных изменений в ионосфере (разд. 4). Приведены некоторые из результатов использования ионосферы как индикатора параметров нейтрального компонента атмосферы — термосферы (разд. 5).

## 1. ИОНОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Для описания макроскопических параметров ионосферной плазмы (концентрации, средней скорости движения и температуры электронов, ионов и нейтральных частиц) обычно используют уравнения магнитной гидродинамики. Эффективность использования этих уравнений в теоретических (численных) моделях в значительной степени определяется точностью и степенью полноты учёта физико-химических процессов в этих моделях. Поэтому важным направлением теоретических исследований ионосферы и создания корректных численных моделей ионосферы является определение или уточнение структуры и коэффициентов этих уравнений. Результаты решения некоторых из этих задач и оценок эффективности использования этих результатов в моделях ионосферы и плазмосферы приведены ниже.

### 1.1. Охлаждение электронов и рекомбинация ионов (роль колебательно-возбуждённых молекул азота и кислорода)

Концентрация и температура электронов ионосферной плазмы могут зависеть от содержания колебательно-возбуждённых молекул азота и кислорода в верхней атмосфере, поскольку столкновения тепловых электронов с  $N_2$  и  $O_2$  являются важными источниками образования этих колебательно-возбуждённых частиц. Поэтому современные численные модели ионосферы содержат уравнения для определения концентраций колебательно-возбуждённых молекул  $N_2$  и  $O_2$  [Павлов, 2011].

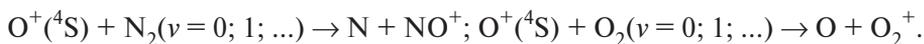
Один из каналов влияния колебательно-возбуждённых молекул азота и кислорода на температуру и концентрацию электронов ионосферной плазмы связан с тепловым режимом ионосферы. При столкновениях тепловых электронов с колебательно-невозбуждёнными молекулами  $N_2(v=0)$ , находящимися в основном электронном состоянии, происходит

образование колебательно-возбуждённых молекул  $N_2(v > 0)$  и часть энергии тепловых электронов переходит в колебательную энергию  $N_2(v > 0)$ . В свою очередь, при столкновениях молекул  $N_2(v > 0)$  с тепловыми электронами часть колебательной энергии  $N_2(v > 0)$  переходит в тепловую энергию электронов. В результате таких процессов колебательного возбуждения и девозбуждения молекул  $N_2$  тепловые электроны охлаждаются со скоростью  $L_{vib}(e, N_2)$ , которая зависит от температуры и концентрации электронов, содержания колебательно-возбуждённых молекул  $N_2$  и сечения их колебательного возбуждения электронным ударом. Аналогичные процессы колебательного возбуждения и девозбуждения молекул  $O_2$  определяют скорость охлаждения  $L_{vib}(e, O_2)$ . Столкновения тепловых электронов с молекулами азота и кислорода, находящимися в основном электронном состоянии, приводят также к вращательному возбуждению этих молекул и соответствующему охлаждению тепловых электронов со скоростями  $L_{rot}(e, N_2)$  и  $L_{rot}(e, O_2)$ . Основное электронное состояние атомов  $O(^3P)$  имеет тонкую структуру уровней  $^3P_i$  ( $i = 2, 1, 0$ ). Столкновения атомарного кислорода с тепловыми электронами вызывают переходы между этими уровнями, приводя к охлаждению тепловых электронов со скоростью  $L(e, O)$ . Важность вклада скоростей  $L_{vib}(e, N_2)$ ,  $L_{rot}(e, N_2)$ ,  $L_{rot}(e, O_2)$  и  $L(e, O)$  в тепловой режим ионосферы хорошо известна. Современные аналитические соотношения для  $L_{vib}(e, N_2)$ ,  $L_{rot}(e, N_2)$ ,  $L_{rot}(e, O_2)$  получены А. В. Павловым [Pavlov, 1998a, b], для  $L(e, O)$  — Павловым и К. А. Беррингтоном [Pavlov, Berrington, 1999]. Эти соотношения являются общепризнанными, и именно они включены в монографию [Schunk, Nagy, 2009]. Следует отметить, что эти соотношения заметно отличаются от полученных ранее. Например, выведенная Павловым скорость  $L_{rot}(e, O_2)$  примерно в 13 раз меньше наиболее часто использованной ранее.

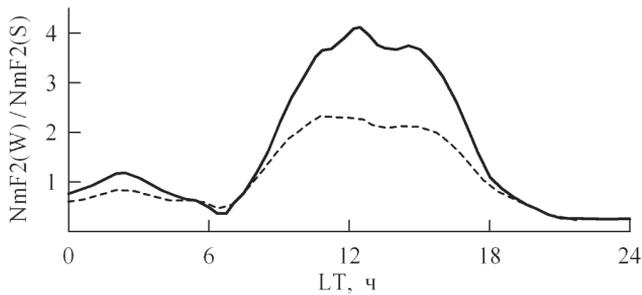
Другой канал влияния колебательно-возбуждённых молекул азота и кислорода на температуру и концентрацию электронов ионосферной плазмы связан с коэффициентом линейной рекомбинации  $\beta$  ионов кислорода в основном состоянии  $O^+(^4S)$  [Павлов, 2011; Pavlov 2012]:

$$\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2], \quad k_1 = \frac{\sum k_{1v}[N_2(v)]}{[N_2]}, \quad k_2 = \frac{\sum k_{2v}[O_2(v)]}{[O_2]}, \quad (1)$$

где  $[N_2]$  и  $[O_2]$  — суммарные (полные) концентрации  $N_2$  и  $O_2$ , суммирование ведётся по колебательным уровням  $v$  (для ионосферных приложений достаточно учесть основной  $v = 0$  и первые пять колебательных уровней [Павлов, 2011]),  $k_{1v}$  и  $k_{2v}$  — коэффициенты химических реакций:



Важность этих реакций для ионосферы связана с тем, что в области максимума F2-слоя ион  $O^+(^4S)$  является основным ионом и в этой области с достаточно высокой точностью концентрация электронов равна концентрации этого сорта ионов:  $N_e \approx N(O^+(^4S))$ . Поэтому коэффициент  $\beta$  является линейным коэффициентом рекомбинации электронов вблизи максимума F2-слоя, определяя тем самым величину этого максимума, т. е. NmF2.



**Рис. 1.** Зависимость  $NmF2(W)/NmF2(S)$  от местного времени (локального времени, Local Time — LT), где  $NmF2(W)$  и  $NmF2(S)$  — концентрации электронов максимума F2-слоя 6 января 1980 и 3 июня 1979 г. над радаром Millstone Hill, полученные по модели ионосферы и плазмосферы с учётом и без учёта колебательно-возбуждённых  $N_2$  и  $O_2$  в реакции рекомбинации ионов  $O^+(^4S)$  — сплошная и штриховая линии; и только сплошная линия соответствует экспериментальным данным

Явный вид коэффициентов  $k_1$  и  $k_2$  показывает, что увеличение содержания колебательно-возбуждённых молекул азота и кислорода ( $N_2(v > 0)$  и  $O_2(v > 0)$ ) приводит к увеличению  $\beta$  и уменьшению  $NmF2$ , и этот эффект усиливается с ростом температуры электронов  $T_e$  и нейтральных частиц  $T_n$  [Павлов, 2011; Pavlov, 2012]. Поэтому  $N_2(v > 0)$  и  $O_2(v > 0)$  сильно влияют на  $NmF2$  при высокой солнечной активности и это влияние мало при низкой солнечной активности. В дневные часы при высокой солнечной активности уменьшение  $NmF2$  из-за  $N_2(v > 0)$  и  $O_2(v > 0)$  максимально летом, и величина такого уменьшения может достигать фактора 2-3. Как следствие: модель без учёта колебательно-возбуждённых частиц не может корректно описать явление зимней аномалии  $NmF2$  (превышения зимних значений  $NmF2$  над летними) при высокой солнечной активности (рис. 1) [Павлов 2011; Павлов и др. 2008а, б].

Этот вывод получали и ранее, но далеко не во всех случаях он был обоснован в достаточной степени. В данном случае такое обоснование достигнуто на основе тщательно подобранных экспериментальных данных и использования численной (физико-математической) модели верхней ионосферы и плазмосферы с учётом наиболее полной на настоящее время схемы физико-химических процессов с участием электронов и ионов ионосферной плазмы [Pavlov, Pavlova, 2004, 2011a].

Обычно уменьшение  $N_e$  на высотах максимума F2-слоя приводит к увеличению  $T_e$  на этих высотах из-за уменьшения скорости охлаждения электронов при кулоновских столкновениях электронов с ионами. В свою очередь, увеличение  $T_e$  обеспечивает увеличение содержания колебательно-возбуждённых молекул азота и кислорода, приводя к дальнейшему уменьшению  $N_e$  вплоть до выхода на установившееся состояние. Приведённые на рис. 1 данные получены с учётом этого самосогласованного процесса для спокойных условий [Павлов и др. 2008, Павлов 2011].

В периоды геомагнитных бурь происходит изменение плотности, температуры и состава нейтрального компонента верхней атмосферы — термосферы, что в ряде случаев приводит к уменьшению  $NmF2$  (называемому отрицательной фазой ионосферной бури) и увеличению  $T_e$ . А. В. Павловым

[Pavlov, 1994] было обосновано, что поскольку увеличение  $T_e$  приводит к усилению влияния  $N_2(v > 0)$  и  $O_2(v > 0)$  на  $N_e$  и  $T_e$  в области максимума F2-слоя, то часть уменьшения NmF2 в отрицательную фазу ионосферной бури обусловлена этим усилением влияния колебательно-возбужденных молекул азота и кислорода на NmF2. Многочисленные исследования влияния  $N_2(v > 0)$  и  $O_2(v > 0)$  на  $N_e$  и  $T_e$  средних и низких широт для периодов конкретных геомагнитных бурь подтвердили этот вывод (см., например, [Pavlov, Foster, 2001; Pavlov, Fukao, 2007; Pavlov, Pavlova, 2011a]). Следует отметить, что в этих задачах для низких широт реализован метод решения уравнений переноса ионосферной плазмы в фиксированной Эйлеровой сетке, но в лагранжевых переменных, который впервые был предложен Павловым [Pavlov, 2003] и использован в ряде численных моделей ионосферы.

Устойчивые красные дуги, т. е. повышенные интенсивности свечения субавроральной атмосферы на длине волны 630 нм, обусловлены относительно высокой температурой электронов на высотах области F и во внешней ионосфере из-за потока тепла из плазмосферы. Увеличенная температура электронов вызывает усиление влияния  $N_2(v > 0)$  и  $O_2(v > 0)$  на  $N_e$  и  $T_e$  по отмеченным выше причинам, обеспечивая существенное увеличение  $T_e$  и уменьшение  $N_e$  на высотах области F и во внешней ионосфере на широтах устойчивых красных дуг [Pavlov, 1996, 1997]. Более подробное обсуждение эффектов в ионосфере, связанных с колебательно-возбужденными  $N_2$  и  $O_2$ , приведено в обзоре [Павлов, 2011].

## 1.2. Теплопроводность электронов

В ионосфере теплопроводность электронов существенна только на высотах, где ионосферная плазма замагничена. Выражение для потока тепла электронов вдоль геомагнитного поля в замагниченной плазме в приближении малого числа Кнудсена ( $Kn = \lambda/L \ll 1$ ) имеет вид:

$$q_e = -K \nabla T_e, \quad (2)$$

где  $\lambda$  — средняя длина свободного пробега электронов;  $L$  — характерный масштаб изменения температуры электронов вдоль геомагнитного поля ( $L = T_e / |\nabla T_e|$ );  $K = K_0$  — коэффициент теплопроводности в данном приближении. В работах [Павлов, 1990; Pavlov, 1996] представлено достаточно общее выражение для  $K_0$  с учётом электронов, ионов и нейтральных частиц во втором и третьем приближениях по полиномам Сонина метода Чепмена-Энскога. В статье [Pavlov, 1996] дана аналитическая аппроксимация  $K_0$  для условий ионосферы с ошибкой меньше 10 %. Эта аппроксимация неоднократно использовалась в ионосферных исследованиях.

Лабораторные эксперименты с полностью ионизованной плазмой показали, что выражение для потока тепла, в котором  $K = K_0$ , применимо только при  $Kn \leq 0,01$  (см. ссылки в работе [Pavlov et al., 2000]). Это явление объясняется тем, что перенос энергии электронов путём теплопроводности осуществляется не только тепловыми электронами, но и сверхтепловыми электронами, длина свободного пробега которых намного больше

длины свободного пробега тепловых электронов. Функция распределения сверхтепловых электронов отличается от максвелловской, и учёт вклада сверхтепловых электронов в теплопроводность представляет собой крайне сложную задачу. Для приближённых вычислений потока тепла электронов в полностью ионизованной плазме при  $\text{Kn} > 0,01$  был предложен полуэмпирический подход ограниченного потока тепла электронов, в котором есть подгоночный коэффициент, который определяется из данных лабораторного эксперимента. Применительно к ионосфере этот подход был обобщён на случай частично-ионизованной плазмы так, что в выражении (2) для потока тепла [Pavlov et al., 2000]:

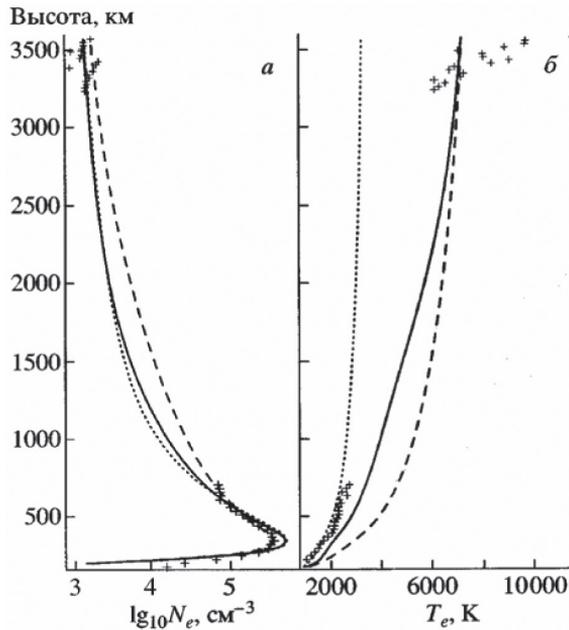
$$K = \frac{K_0}{1 + C \cdot \lambda / L}, \quad (3)$$

где  $K_0$  — определённый выше коэффициент теплопроводности при  $\text{Kn} \ll 1$ ;  $C$  — подгоночный коэффициент;  $\lambda$  и  $L$  определены выше. Сравнение вычисленных и измеренных значений  $T_e$  в ионосфере и плазмосфере для типичных условий показало, что величина  $C$  находится в пределах от 10 до 30 и значение  $C = 20$  может быть рекомендовано для расчёта  $T_e$  в ионосфере и плазмосфере [Pavlov, Pavlova, 2004; Pavlov et al., 2000; 2001].

Коэффициент  $K_0$  определяется значениями параметров ионов, электронов и нейтральных частиц в рассматриваемой точке пространства, в то время как эффективный коэффициент теплопроводности  $K$  зависит не только от локальных параметров плазмы, но и от величины  $|\nabla T_e|$  вдоль геомагнитного поля. Это позволяет говорить о нелокальном коэффициенте теплопроводности электронов  $K$  в той части ионосферы и плазмосферы, где не выполняется условие  $C \cdot \lambda / L \ll 1$ . Во многих случаях только учёт нелокальности коэффициента  $K$  позволяет согласовать относительно низкие температуры электронов в области F ионосферы с высокими значениями  $T_e$  в плазмосфере (рис. 2) [Павлов и др., 2005; Pavlov, Pavlova, 2004; Pavlov et al., 2000, 2001].

Точки и штриховые линии на рис. 2 получены так, чтобы в локальном приближении для коэффициента теплопроводности (когда  $C = 0$  в уравнении (3)) согласовать данные расчётов с экспериментальными данными в ионосфере или плазмосфере с помощью подбора дополнительного источника нагрева плазмосферы. Из этого рисунка видно, что одновременное согласование расчётов  $T_e$  с данными измерений в ионосфере и плазмосфере возможно только при учёте нелокальности коэффициента  $K$  [Павлов и др., 2005].

Результаты расчётов  $T_e$  в ионосфере и плазмосфере с учётом нелокальности коэффициента  $K$  [Pavlov, Pavlova, 2004; Pavlov et al., 2000, 2001] дали новые знания о характере изменения  $T_e$  вдоль геомагнитного поля при переходе от ионосферы к плазмосфере. Эти знания и результаты обобщения данных спутниковых измерений в интервале 400...10 000 км были использованы для создания глобальной (выше 400 км) модели  $T_e$ , которая даёт зависимость  $T_e$  от высоты, широты, местного времени и сезона с коррекцией (в первом приближении) на солнечную и геомагнитную активность [Gulyaeva, Titheridge, 2006].



**Рис. 2.** Высотные распределения концентрации  $N_e$  и температуры  $T_e$  электронов (вдоль геомагнитного поля) для 14 ноября 1991 г. примерно в 06:30 LT по данным радара Millstone Hill и спутника EXOS-D (крестики) и на основе расчетов с учётом (сплошные линии) и без учёта (точки и штриховые линии) нелокальности коэффициента теплопроводности электронов  $K$  [Павлов и др., 2005]

### 1.3. Диффузия и термодиффузия ионов

Ионосферная плазма состоит из большого числа сортов ионов и нейтральных частиц. На основе гидродинамического подхода в приближении 13 моментов Грэда получена система уравнений для определения скоростей диффузии ионов вдоль геомагнитного поля в многокомпонентной ионосфере и плазмосфере [Pavlov, Pavlova, 2011b]. В полученных уравнениях определены явные аналитические выражения для фактора термодиффузии ионов (входящего в член, пропорциональный градиенту температуры электронов), коэффициента термодиффузии ионов (входящего в член, пропорциональный градиенту температуры ионов) и поправок к коэффициентам диффузии (или частот столкновений) ионов. Для ряда практически важных случаев представлены наглядные аналитические зависимости этих коэффициентов от их значений для полностью ионизованной плазмы и параметров частично ионизованной плазмы [Pavlov and Pavlova, 2011b]. Полученные результаты включены в нестационарную модель теплового баланса, структуры и динамики области F ионосферы и плазмосферы низких и средних широт, отражая развитие данной модели [Pavlov, 2003; Pavlov, Pavlova, 2004; 2011a] и стремление авторов этой модели к включению в модель наиболее полной схемы физико-химических процессов с участием электронов и ионов ионосферной плазмы.

Ионы дейтерия  $D^+$  и двукратно заряженные ионы гелия  $He^{++}$  имеют одинаковое отношение массы к заряду ( $M/Z=2$ ) и не различимы масспектрометром. На основе анализа опубликованных данных, данных спутника «Интеркосмос-24» и теоретических оценок обосновано, что в ионосфере и плазмосфере Земли, по крайней мере, выше 600...800 км, ион с массовым числом 2 является ионом  $He^{++}$ , а не  $D^+$  [Деминов и др., 20016]. Представлены аргументы в пользу справедливости этого утверждения и для более низких высот. Следует отметить, что ранее не было однозначного ответа на этот вопрос. На пути решения этой задачи были получены аналитические формулы, описывающие распределение концентраций ионов ионосферной плазмы сложного состава в приближении диффузионного равновесия, которые являются обобщением полученных ранее формул на случай дополнительного учёта термодиффузии. Эти формулы показали, что, например, на высотах области F2, где преобладающим ионом является  $O^+$ , темп увеличения с высотой концентрации  $He^{++}$  по крайней мере в 2–4 раза больше темпа роста концентрации  $D^+$ . Сравнение теоретически ожидаемой разницы в характере высотного распределения концентраций  $He^{++}$  и  $D^+$  с данными масспектрометрических измерений ионов с массовым числом 2 и было одним из критериев отождествления этих ионов [Деминов и др., 20016].

#### 1.4. Ионно-звуковые волны во внешней ионосфере

Теоретические оценки показывают, что продольные токи в высоких широтах могут приводить к развитию ионно-звуковой неустойчивости с последующим переходом в турбулентный режим. Данные радаров некогерентного рассеяния и спутниковые данные подтверждают возможность существования ионно-звуковых волн во внешней авроральной ионосфере. Целесообразно было получить явные зависимости характеристик этих волн от температур ( $T_e$ ,  $T_i$ ) и масс ( $m_e$ ,  $m_i$ ) электронов и ионов для условий верхней ионосферы, поскольку: а) во внешней ионосфере обычно  $1 \leq T_e/T_i < 10$ ; б) аналитические решения дисперсионного уравнения для этих волн ранее были получены только для  $T_e/T_i \gg 1$ . На основе численного решения дисперсионного уравнения для продольных ионно-звуковых волн в длинноволновом приближении получены явные зависимости характеристик этих волн (реальной и мнимой составляющих их частоты  $\omega = \omega_r - i\omega_i$ ) от температур и масс электронов и ионов для всего реально наблюдаемого в ионосфере диапазона изменений  $T_e$  и  $T_i$  [Деминов, Фаткуллин, 2002]. Эти зависимости для важного случая  $T_e/T_i \geq 3$ :

$$\omega_r^2 = k^2 C_s^2 (1 + 4T_i/T_e),$$

$$\omega_i = 0,6\omega_r \left[ (m_e/m_i)^{0,5} + 0,65 \exp(-T_e/3T_i) \right],$$

где  $k$  — волновой вектор;  $C_s^2 = k_B T_e/m_i$  — асимптотическое значение квадрата скорости ионного звука при  $T_e/T_i \gg 1$ ;  $k_B$  — постоянная Больцмана.

Приведённое уравнение для  $\omega_r$  остаётся справедливым вплоть до  $T_e/T_i \approx 1$ , т. е. для всех реально наблюдаемых во внешней ионосфере значений  $T_e$  и  $T_i$  [Деминов, Фаткуллин, 2002].

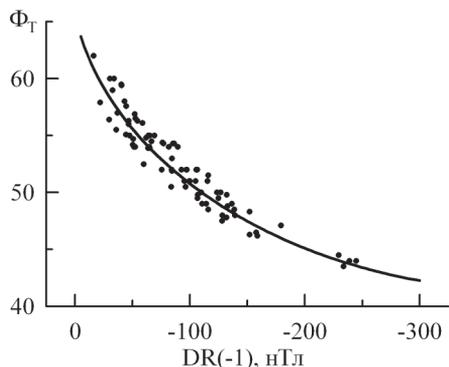
Волны как собственные колебания плазмы обычно наблюдаются, только когда они слабо затухают, т. е. когда  $\omega_i/\omega_r \leq 0,1 \dots 0,15$ . Из приведённых уравнений следует, что для ионно-звуковых волн в области F2 ионосферы, где  $m_i = m(O^+)$ , условие  $\omega_i/\omega_r \leq 0,1 \dots 0,15$  выполняется при  $T_e/T_i \geq 3,1 \dots 4,3$ . Этот результат не противоречит данным радарных измерений, которые показывают, что в области F2 ионосферы высоких широт превышение ионно-звуковой волновой активности над тепловым фоном в спектре некогерентного рассеяния радиоволн может наблюдаться только при  $T_e/T_i \geq 3$  (см. ссылки в работе [Деминов, Фаткуллин, 2002]).

## 2. КРУПНОМАСШТАБНАЯ СТРУКТУРА ИОНОСФЕРЫ

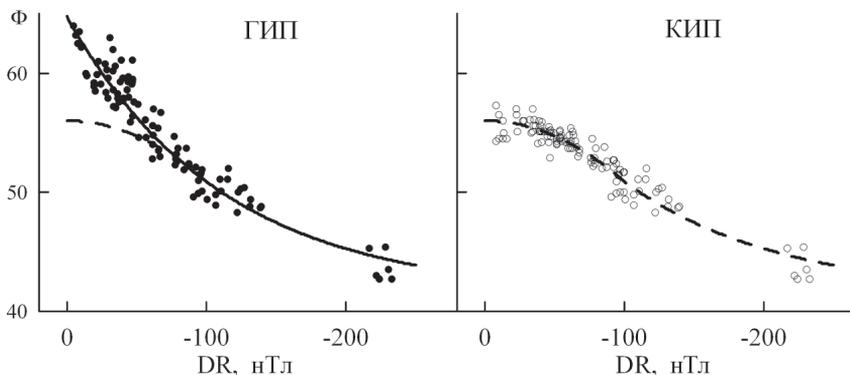
Ниже представлены результаты поиска, классификации и выделения закономерностей крупномасштабной структуры ионосферной плазмы. Последовательно приведены свойства: главного и кольцевого ионосферных провалов, включая динамику этих провалов в периоды геомагнитных бурь (п. 2.1); аномалий суточных вариаций концентрации максимума F2-слоя, включая случаи, когда NmF2 ночью становится больше, чем днём (п. 2.2); тонкой структуры низкоширотной ионосферы (п. 2.3); внешней ионосферы и плазмосферы (п. 2.4).

### 2.1. Главный и кольцевой ионосферные провалы

Наиболее яркой структурной особенностью ночной субавроральной ионосферы является главный ионосферный провал (ГИП) — область пониженной концентрации электронов с отчётливым минимумом  $N_e$  и полярной и экваториальной стенками относительно этого минимума. Известно, что полярная стенка ГИП соответствует экваториальной границе диффузных высыпаний авроральных электронов (ГДВ). Ещё один ионосферный провал, который не связан с ГДВ и, следовательно, не является ГИП, был впервые чётко выделен по данным спутника «Космос-1809» [Деминов и др., 1992]. Он был назван кольцевым ионосферным провалом (КИП) из-за его связи с нагревом ионосферы через процессы взаимодействия ионосферной плазмы с кольцевым током магнитосферы [Деминов и др., 1995a]. Уменьшение концентрации электронов  $N_e$  на высотах области F, связанное с таким нагревом, было хорошо известно и ранее, но такое уменьшение  $N_e$  не воспринималось как возникновение нового провала, отличного от ГИП (см., например, ссылки в работах [Pavlov, 1996; 1997]). Поэтому выделение КИП как самостоятельной структуры позволило установить не только свойства КИП, но и получить более точные знания о ГИП. Это в первую очередь относится к динамике провалов в периоды интенсивных геомагнитных бурь и к эмпирическим моделям, отражающим эту динамику. Ниже приведены некоторые из этих результатов.



**Рис. 3.** Зависимость инвариантной широты минимума главного ионосферного провала  $\Phi_T$  (в [град]) от  $DR(-1)$  в полночь в периоды главной фазы магнитных бурь по модели (сплошная линия) и по приведённым к полуночи данным спутника «Космос-900»



**Рис. 4.** Инвариантные широты  $\Phi$  (в [град]) минимума ГИП и КИП как функции магнитного поля кольцевого тока  $DR$  в периоды восстановительной фазы магнитных бурь для полуночи по модели (сплошная и штриховая линии) и по данным спутника «Космос-900» (точки и кружки)

Для неосвещённого времени суток местной зимы и равноденствия была построена эмпирическая модель изменения инвариантной широты  $\Phi_T$  минимума главного ионосферного провала на высотах  $430 \pm 50$  км в главную фазу интенсивной магнитной бури [Деминов и др., 1995б; Deminov et al., 1996]. Модель обеспечивала приблизительно вдвое большую точность по сравнению с известными ранее моделями, и до настоящего времени остаётся одной из самых точных моделей такого типа. Это было достигнуто введением в модель более адекватного, чем  $Kp$  или  $Dst$ , индикатора магнитной активности для положения провала — магнитного поля кольцевого тока  $DR$ . Кроме того, в модели были учтены обнаруженные авторами работы закономерности: а) смещение провала к экватору происходит с задержкой относительно изменения  $DR$ , и эта задержка в предполуночные часы меньше, чем в околополуночные и послеполуночные часы; б) в предполуночные часы движение провала к экватору носит сложный характер,

когда в узком интервале изменения  $DR$  происходит сильное скачкообразное изменение положения провала [Деминов и др., 1995б]. Такой характер изменения провала объясняют возникновением поляризационного джета в предполуденные часы, который приводит к «торможению» движения провала к низким широтам на начальной стадии развития главной фазы интенсивной магнитной бури вплоть до достижения некоторого предельного значения  $DR$ . О точности данной модели можно судить по рис. 3, где  $DR(-1)$  — значение магнитного поля кольцевого тока  $DR$  в предыдущий час мирового времени относительно момента измерения минимума ГИП [Деминов и др., 1995б].

Из этого рисунка видно, что зависимость  $\Phi_T$  от  $DR(-1)$  нелинейна и смещение провала к экватору стремится к насыщению для очень низких значений  $DR(-1)$ . Асимптотика модели показывает, что такое насыщение возникает при  $DR(-1) \approx -400$  нТл, когда  $\Phi_T$  достигает минимального значения  $\Phi_{\min} \approx 41...42^\circ$  и для  $DR(-1) < -400$  нТл дальнейшего движения провала к экватору не происходит.

В восстановительную фазу магнитной бури происходит возврат широты минимума главного ионосферного провала  $\Phi_T$  к типичным для невозмущённых условий значениям. При этом возможно существование двух ионосферных провалов: кроме постоянно существующего в ночные часы ГИП формируется кольцевой ионосферный провал (КИП), который соответствует проекции на ионосферу максимума нагрева ионосферной плазмы в области кольцевого тока магнитосферы [Деминов и др., 1996; Карпачев, 2001; Deminov et al., 1996]. Для неосвещённого времени суток зимы и равноденствия была построена эмпирическая модель положений минимума ГИП на высотах  $430 \pm 50$  км в восстановительную фазу интенсивной магнитной бури, которая до настоящего времени остаётся одной из самых точных моделей такого типа [Деминов и др., 1996; Deminov et al., 1996]. Это было достигнуто выделением данных, относящихся именно к восстановительной фазе магнитной бури, сепарацией ГИП от КИП и использованием магнитного поля кольцевого тока магнитосферы  $DR$  в качестве индикатора геомагнитной активности для положения ГИП. Для тех же геофизических условий была построена эмпирическая модель положения минимума КИП, которая до настоящего времени остаётся единственной моделью такого типа [Деминов и др., 1996; Карпачев, 2001; Deminov et al., 1996]. Эти модели и спутниковые данные показывают, что после окончания главной фазы интенсивной магнитной бури ГИП и КИП движутся к более высоким широтам как один провал, поскольку они не различимы. По мере приближения к инвариантной широте  $\Phi \approx 55^\circ$  ( $L \approx 3$ , где  $L$  — параметр Мак-Илвейна) ГИП и КИП начинают разделяться. В дальнейшем КИП остаётся на  $\Phi \approx 55^\circ$ , а ГИП продолжает движение к высоким широтам до типичной для спокойных условий широты ГИП (рис. 4) [Деминов и др., 1996].

На этом рисунке точки и кружки — данные «Космос-900» на высоте  $430 \pm 50$  км в восстановительную фазу магнитных бурь зимой и в равноденствие, приведённые к околополуденным часам. Для качественного объяснения данных на рис. 4 учтено, что для восстановительной фазы магнитной бури характерны две стадии (см. ссылки в работе [Деминов и др., 1996]). Первая, быстрая стадия с характерным временем около 5...9 ч обусловлена

потерями из кольцевого тока энергичных ионов  $O^+$ ; вторая, существенно более медленная стадия обусловлена потерями энергичных ионов  $H^+$ . К концу первой стадии экваториальная граница диффузных высыпаний электронов (ГДВ), ГИП и КИП оказываются вблизи  $L = 3$ , что соответствует  $\Phi = 55^\circ$ . К этому времени высотное распределение электронной концентрации в экваториальной плоскости магнитосферы начинает становиться двухступенчатым: кроме внутренней плазмопаузы вблизи  $L = 3$ , на более высоких  $L$ -оболочках формируется внешняя плазмопауза. Значение  $L = 3$  соответствует среднему положению внутренней плазмопаузы и максимуму плотности энергии ионов остаточного кольцевого тока. Поэтому на  $L = 3$  наиболее эффективны нагрев ионосферной плазмы частицами кольцевого тока в экваториальной плоскости магнитосферы и формирование пика температуры электронов  $T_e$  на ионосферных высотах из-за высокой теплопроводности электронов вдоль геомагнитного поля. Увеличенная температура электронов вызывает усиление влияния колебательно-возбуждённых молекул  $N_2$  и  $O_2$  на  $N_e$  и  $T_e$ , обеспечивая существенное увеличение  $T_e$  и уменьшение  $N_e$  на высотах области F и во внешней ионосфере на широтах пика  $T_e$  [Pavlov, 1996; 1997]. Уменьшение  $N_e$  в области пика  $T_e$  и есть КИП. Источники формирования КИП стабильны в пространстве, и релаксация остаточного кольцевого тока происходит относительно медленно, поэтому КИП на широте  $\Phi = 55^\circ$  может наблюдаться в течение 10...20 ч после своего образования [Карпачев, 2001]. Скорость движения ГИП к высоким широтам (после пересечения  $\Phi = 55^\circ$ ) определяется ГДВ, которая формируется электрическим полем магнитосферной конвекции. Электрическое поле магнитосферной конвекции, ГДВ и следовательно ГИП приближаются к своим фоновым значениям к концу восстановительной фазы магнитной бури.

Из данных на рис. 4 следует, что КИП возникает не во все бури: если в главную фазу магнитной бури ионосферный провал не достигает  $\Phi = 55^\circ$ , то КИП как самостоятельная структура не образуется в восстановительную фазу этой бури. С пиком  $T_e$  связаны и стабильные авроральные красные дуги. Статистический анализ показал, что корреляция интенсивности таких дуг с уровнем геомагнитной активности существенно выше для сильных ( $Dst_{\min} < -100$  нТл), чем для умеренных ( $Dst_{\min} > -100$  нТл) бурь [Lobzin, Pavlov, 1999]. Это косвенно согласуется с приведёнными на рис. 4 данными.

Магнитное поле кольцевого тока  $DR$  является достаточно точным индикатором геомагнитной активности для положения ионосферных провалов. Для вычисления  $DR$  необходимы знания о параметрах солнечного ветра перед лобовой частью магнитосферы и знания о величине  $Dst$ -индекса, что не всегда доступно. Поэтому были построены модели, в которых в качестве такого индикатора геомагнитной активности использовались  $Kp$ - или  $Ap$ -индексы этой активности. К ним относится модель положения ГИП, построенная на основе данных спутников «Интеркосмос-19» и «Космос-900» (свыше 1500 орбит) для ночных часов (18...06 MLT) зимы и равноденствия и интервала изменения  $Kp$ -индекса от 0 до 8 [Karpachev et al., 1996]. Это модель описывает зависимость инвариантной широты  $\Phi_T$  минимума ГИП от географической долготы, высоты, местного магнитного

времени и  $Kp$ -индекса (с временной задержкой изменения  $\Phi_T$  в 4,4 ч относительно  $Kp$ -индекса) [Карпачев et al., 1996].

Предыстория изменения геомагнитной активности была учтена более детально в эмпирической формуле для инвариантной широты минимума ГИП на высотах  $430 \pm 50$  км, в которой эффективным индексом геомагнитной активности является  $Kp^*$  [Аннакулиев и др., 1997а, б]. Эта формула получена для неосвещённого времени суток зимы и равноденствия с учётом селекции ГИП и КИП и может быть использована как для спокойных условий, так и для любой фазы магнитной бури любой интенсивности. В этой формуле индекс  $Kp^*$  вычисляется по величине средневзвешенного индекса геомагнитной активности  $Ap(\tau)$ , где  $\tau$  — характерное время. Время  $\tau$  зависит от местного магнитного времени, оно минимально вечером ( $\tau = 3,5$  ч) и максимально утром ( $\tau = 6,5$  ч) [Аннакулиев и др., 1997а, б].

Приведённые выше модели для положения ионосферных провалов получены для зимы и равноденствия в интервале 18...06 MLT. Ионосферные провалы могут существовать и в дневные часы. На основе анализа данных спутника «Космос-900» на высотах  $430 \pm 50$  км было обнаружено, что для дневных зимних условий характерно наличие двух типов провалов [Карпачев, Афонин, 1998а, б, 1999; Карпачев et al., 1998]. Один из них — дневной главный ионосферный провал имеет ту же природу, что и ночной ГИП. Он наблюдается экваториальнее аврорального овала и, как правило, расположен в неосвещённой ионосфере, несмотря на дневные часы. Это хорошо известное явление полной тени (которое было детально исследовано А. Т. Колесником и его учениками), когда местной зимой при относительно низкой геомагнитной активности на географических долготах  $120...180^\circ$  в северном полушарии и на долготах  $270...330^\circ$  в южном полушарии существует серповидная область полной тени между экваториальной границей диффузных высыпаний электронов и солнечным терминатором, где практически отсутствует ионизация области F ионосферы солнечным излучением и потоками авроральных частиц. По данным «Космос-900» вероятность наблюдения дневного ГИП достигает примерно 60 % на долготах тени ( $120...180^\circ$ ) в северном полушарии и 80 % на долготах  $270...330^\circ$  в южном полушарии. Она падает до 10 % на освещённых Солнцем долготах ( $270...330^\circ$ ) в северном полушарии и до 20 % на долготах  $90...150^\circ$  в южном полушарии. Другой дневной провал чаще наблюдается на освещённых Солнцем долготах и в полдень вероятность его наблюдения достигает 60 % в северном и 40 % в южном полушарии. В околополуденные часы этот провал оказывается внутри аврорального овала [Карпачев, Афонин, 1998а]. Более детально и полно вероятности возникновения ионосферных провалов и зависимости их формы от геофизических условий по данным спутников «Интеркосмос-19» и «Космос-900» представлены в работах [Карпачев, 2003; Карпачев, Афонин, 1998б].

Для главного ионосферного провала характерны не только относительно низкие значения концентрации максимума F2-слоя, но и увеличенные значения высоты максимума этого слоя, т. е. минимуму  $NmF2$  в этой области обычно соответствует максимум  $hmF2$  (см., например, [Бенькова и др., 1993]). Простая эмпирическая модель изменения  $hmF2$  в области ГИП отражает это свойство ионосферы [Кища, Коченова, 1995]. Область

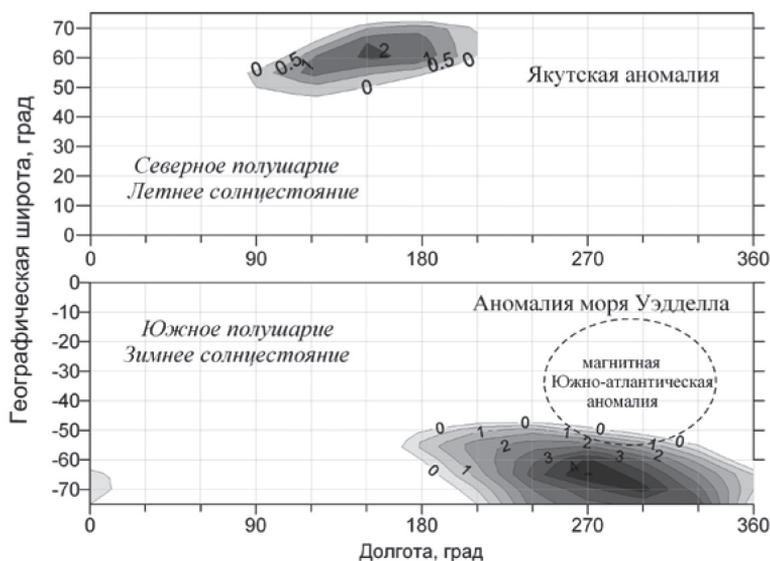
минимума ГИП соответствует также увеличенному характерному масштабу изменения концентрации электронов с высотой выше максимума F2-слоя [Mikhailov, Leschinskaya, 2011]. Включение этих особенностей ионосферы в достаточно полную эмпирическую модель — задача будущих исследований.

На субавроральных широтах во внешней ионосфере может наблюдаться ещё один тип провала — провал в лёгких ионах (ПЛИ), т.е. относительно узкое по широте уменьшение концентрации ионов  $H^+$  и  $He^+$ . На основе анализа данных о концентрации  $He^+$  со спутника ISS-b на высотах 1000...1200 км в период высокой солнечной активности 1978–1979 гг. было получено, что: а) инвариантная широта ПЛИ примерно соответствует широте внутренней плазмопаузы; б) на широтах экваториальнее и полюснее ПЛИ также могут существовать провалы в концентрации  $He^+$ , которые названы субпровалами; в) вероятность наблюдения и характеристики ПЛИ и субпровалов в концентрации  $He^+$  существенно зависят от сезона, местного времени, долготы и уровня геомагнитной активности [Sidorova, Filippov, 2012]. Самые низкоширотные из таких субпровалов связывают с так называемыми плазменными пузырями, которые являются всплывающими вверх неоднородностями пониженной электронной концентрации [Сидорова, Филиппов, 2013; Sidorova, Filippov, 2012].

## 2.2. Аномалии суточных вариаций концентрации максимума F2-слоя

Под аномалией суточных вариаций NmF2 (или foF2) понимают ситуацию, когда местным летом на определённых долготах, которые соответствуют средним геомагнитным и высоким географическим широтам, значение NmF2 ночью больше, чем днём. Такая аномалия — регулярное явление и отражает среднюю типичную картину изменения NmF2 в этих областях. В ионосфере Земли существуют только две области в северном и южном полушариях, где наблюдаются эти аномалии, их называют также якутской аномалией и аномалией моря Уэдделла (Weddell Sea Anomaly, WSA). Эти аномалии были обнаружены по данным нескольких ионосферных станций, которые не позволяли определить их широтно-долготную протяжённость. Для высокой солнечной активности эта задача была решена с помощью данных внешнего зондирования со спутника «Интеркосмос-19» (рис. 5) [Карпачев и др., 2011; Клименко и др., 2013].

Следует отметить, что данные внешнего зондирования с «Интеркосмос-19» остаются до настоящего времени единственными, с помощью которых возможно решение данной задачи для высокой солнечной активности, поскольку только они позволяют для этих условий получить непосредственно данные foF2 на всех долготах. На этом рисунке видно, что центр якутской аномалии расположен над пунктом с координатами  $60^\circ N$ ,  $150^\circ E$ , где в летнее солнцестояние разница в foF2 между полночью и полднем  $\Delta foF2 \approx 2$  МГц. Центр аномалии моря Уэдделла расположен над пунктом с координатами  $65^\circ S$ ,  $280^\circ E$ , где в зимнее солнцестояние  $\Delta foF2 \approx 4$  МГц. В южном полушарии широтно-долготная протяжённость аномалии намного больше моря Уэдделла и никак с ним не связана [Карпачев и др., 2011].



**Рис. 5.** Области аномалий в географических координатах, выделенные по данным «Интеркосмос-19» в северном и южном полушариях для местного лета как разницы в  $foF_2$  (в [МГц]) между полночью и полднем

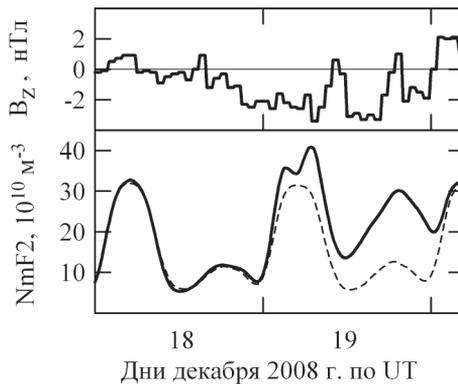
Ионосферная станция Argentine Island ( $65,3^{\circ}\text{S}$ ,  $295,7^{\circ}\text{E}$ ) расположена в области аномалии моря Уэдделла. По данным этой станции за 1957–1959 и 1962–1995 гг. были изучены вероятности появления в фиксированный момент времени аномальных максимумов и минимумов в суточном изменении  $NmF_2$  [Pavlov, Pavlova, 2009]. Установлено, что преобладающее количество максимумов  $NmF_2$  наблюдается вблизи полуночи в ноябре, декабре, январе и феврале, формируя аномальные суточные вариации  $NmF_2$  ионосферы средних широт в спокойных и возмущённых условиях. В ноябре, декабре и январе большая часть минимальных значений  $NmF_2$  наблюдается вблизи полудня, что также является аномалией в суточных вариациях  $NmF_2$  ионосферы средних широт [Pavlov, Pavlova, 2009].

Станция некогерентного рассеяния радиоволн Millstone Hill ( $42,6^{\circ}\text{N}$ ,  $288,5^{\circ}\text{E}$ ) и ионосферная станция Argentine Island являются почти магнитосопряженными станциями, что позволяет детально исследовать особенности ионосферы в этих магнитосопряженных областях в конкретные дни на основе сопоставления данных наблюдений с результатами численного моделирования ионосферы [Павлов и др., 2008а, б]. Так, на основе такого анализа для высокой солнечной активности 5–6 января 1980 г. получено, что метод определения скорости дрейфа плазмы из сравнения вычисленных и измеренных  $hmF_2$  и найденная коррекция концентраций  $N_2$  и  $O_2$  модели NRLMSISE-00 позволяют воспроизвести наблюдаемые изменения  $NmF_2$  над Argentine Island с максимумом в полночь и минимумом в полдень [Павлов и др., 2008а]. Следовательно, суточная аномалия  $NmF_2$  над Argentine Island местным летом обусловлена, в основном, суточными изменениями термосферного ветра для условий, которые близки к условиям полярного дня из-за высокой географической широты этой станции [Павлов

и др., 2008а, б]. Аналогичный вывод получен и для всей зоны аномалии на основе анализа долготных особенностей термосферного ветра [Карпачев и др., 2011].

Ещё одна особенность суточных изменений NmF2 была предметом детальных исследований — ночное зимнее увеличение NmF2 (Nighttime Winter Increase, NWI) [Деминов и др., 2011б; Павлов и др., 2008а, б; Farello et al., 2002; Mikhailov, Forster, 1999; Mikhailov et al., 2000а, б; Pavlov, Pavlova, 2005]. Это явление называют также аномальным увеличением NmF2, поскольку в ночные часы зимой на этих высотах практически отсутствует ионизация атмосферы солнечным ультрафиолетовым излучением. Статистические исследования таких увеличений NmF2 (включая зависимость от сезона) в интервале геомагнитных широт 15...60° показали, что они могут наблюдаться как до полуночи, так и после полуночи, и в целом вероятность их наблюдения максимальна зимой при низкой солнечной активности [Farello et al., 2002]. Для объяснения NWI привлекали различные механизмы: диффузионный поток плазмы из сопряжённого летнего полушария, увеличенный термосферный ветер к экватору, который поднимает слой F2 в область относительно низкой рекомбинации, дрейф плазмы из-за внешнего электрического поля (см., например, [Mikhailov, Forster, 1999; Mikhailov et al., 2000б; Pavlov, Pavlova, 2005]). Численное моделирование показало, что в конкретных случаях для объяснения послеполуночного NWI необходимо предположить существование дополнительного источника нагрева электронов в плазмосфере, Qad, в предполуночные часы, который обеспечивает предполуночное уменьшение NmF2, способствуя тем самым созданию послеполуночного увеличения NmF2. Получено, что без учёта Qad невозможно согласовать вычисленные и измеренные ночные температуры и концентрации электронов над Millstone Hill 14–17 января 1986 г. [Pavlov and Pavlova, 2005].

В некоторых случаях зимой в ночные часы (02–04 LT) может наблюдаться очень сильное увеличение NmF2, более чем в два раза превышающее фоновые значения [Деминов и др., 2011б; Mikhailov, Forster, 1999].



**Рис. 6.**  $B_z$ -составляющая межпланетного магнитного поля и концентрация максимума F2-слоя NmF2 над Иркутском 18-19.12.2008 г. Штриховая линия — спокойная медиана NmF2

Наиболее ярким примером очень сильного увеличения NmF2 было событие 19.12.2008 г., когда ночной максимум NmF2 достиг значения, характерного для дневного максимума NmF2 (рис. 6) [Деминов и др., 2011б]. Это было самое сильное (почти за всю историю работы ст. Иркутск) увеличение NmF2 в ночные часы зимой, и оно наблюдалось не в период бури, а при низкой солнечной и геомагнитной активности, когда значение  $A_p$ -индекса не превышало 5 нТл и наблюдались только слабые и умеренные суббури. Такое экстремальное увеличение NmF2, по-видимому, было обусловлено наложением эффектов в ионосфере из-за планетарных волн и приливов на эффекты из-за изменения знака межпланетного магнитного поля [Деминов и др., 2011б].

### 2.3. Тонкая структура низкоширотной ионосферы

Данные внешнего зондирования ионосферы со спутника «Интеркосмос-19» были первыми в мире данными, которые охватывали все без исключения долготы, и поэтому они впервые позволили провести достаточно полный анализ долготной структуры и динамики ионосферы. По данным «Интеркосмос-19» была достаточно детально изучена структура низкоширотной ионосферы в ночные и дневные часы и было получено, что [Деминова, 1993, 1995, 2010; Deminova, 2003]:

- в спокойные периоды днём и ночью долготные вариации foF2 на низких широтах в большинстве (~80 %) случаев имеют регулярный волнообразный характер с периодом по долготе около 75...100° и амплитудами в среднем 2...4 МГц, т. е. вдоль впадины и гребней экваториальной аномалии наблюдается структура с четырьмя максимумами и четырьмя минимумами;
- экстремумы долготных вариаций foF2 имеют тенденцию располагаться вблизи определённых долгот, одних и тех же во все сезоны, при этом средние положения этих экстремумов в ночные часы смещены к востоку на 10...50° относительно дневных экстремумов.

Сравнение полученных результатов с результатами, приведёнными в опубликованных в последние годы работах, в которых также сообщается об обнаружении подобной структуры в ряде других ионосферных параметров на низких широтах по данным других спутников, показало, что эти результаты прекрасно согласуются между собой, тем самым подтверждая характеристики волнообразной долготной структуры низкоширотной ионосферы, впервые обнаруженной и исследованной по данным «Интеркосмос-19». Например, аналогичная четырёхволновая долготная структура была обнаружена и в вероятности наблюдения областей пониженной концентрации ионов  $He^+$  (или субпровалов) по данным спутника ISS-b на высотах верхней ионосферы (1000...1200 км) на инвариантных широтах 20 - 50 градусов [Сидорова, Филиппов, 2013]. Многие из этих субпровалов, по-видимому, имеют экваториальное происхождение, поскольку долготные вариации вероятности их наблюдения (с учётом обоих полушарий) коррелируют с вариациями наблюдения экваториальных неоднородностей

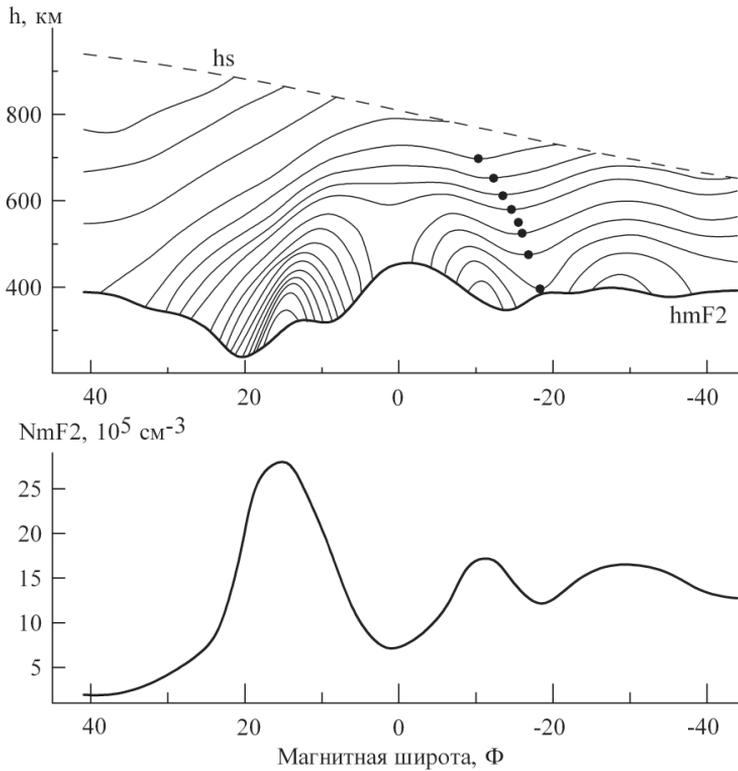
F-области и так называемых экваториальных плазменных пузырей, в которых концентрация электронов понижена относительно фона [Сидорова, Филиппов, 2013].

Экваториальные плазменные пузыри были предметом специальных исследований по данным прямых измерений этих пузырей во внешней ионосфере со спутников ROCSAT-1, KOMPSAT-1 и DMSP [Park et al., 2005, 2008a]. Обычно в экваториальных пузырях температура электронов и ионов понижена относительно фона. Тем не менее, было обнаружено, что существуют плазменные пузыри, в которых температура электронов и ионов повышена относительно фона [Park et al., 2008a]. Такое увеличение температуры электронов и ионов может быть связано с адиабатическим нагревом плазмы из-за увеличенной скорости движения ионов вдоль геомагнитного поля в условиях сильной асимметрии между сопряжёнными областями ионосферы [Park et al., 2008a]. Следует отметить, что в ночной низкоширотной внешней ионосфере, кроме экваториальных плазменных пузырей, где концентрация электронов понижена, фиксируют так называемые плазменные капли, в которых концентрация электронов повышена [Park et al., 2003, 2008b]. Такие капли в основном наблюдаются на тех же долготах, что и экваториальные плазменные пузыри, и особенности дрейфа плазмы могут быть общей причиной образования этих структур [Park et al., 2003, 2008b]. Одновременное существование плазменных пузырей и капель в низкоширотной внешней ионосфере служит ещё одним доказательством большого разнообразия свойств ионосферы, многие из которых далеко не полностью изучены.

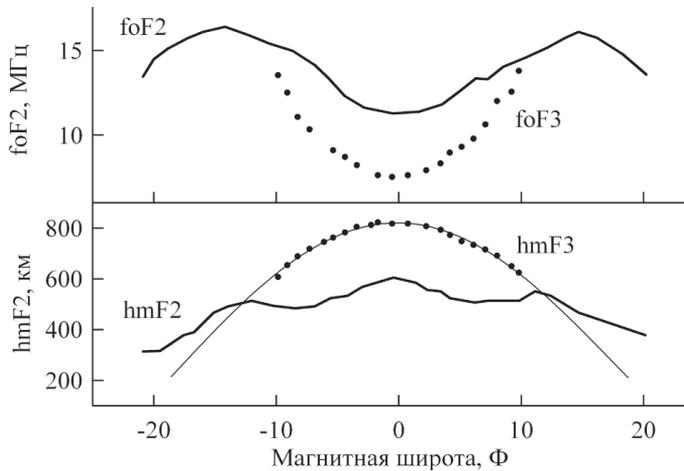
По данным внешнего зондирования с «Интеркосмос-19» получено, что в годы высокой солнечной активности в период декабрьского солнцестояния в ночные часы в районе южного гребня экваториальной аномалии может наблюдаться дополнительный низкоширотный провал ионизации, который ранее не был описан в литературе [Deminova, 1999]. Этот провал занимает область около  $7...10^\circ$  по широте, и значения NmF2 в нём в среднем на 20...30 % ниже, чем в соседних областях гребня аномалии (рис. 7) [Deminova, 1999].

Минимум этого провала расположен примерно вдоль линии геомагнитного поля и может фиксироваться до высот 600...800 км, уменьшаясь по амплитуде с ростом высоты. Вероятность его возникновения в послеполуночные часы на долготах от  $75$  до  $300^\circ$  составляет около 50 %, в дополуночные часы она несколько меньше. Возможной причиной образования такого провала является термосферный ветер из летнего (южного) полушария в зимнее. В июньское солнцестояние такой провал на северном гребне экваториальной аномалии не наблюдался, что указывает на асимметрию термосферного ветра в условиях солнцестояний.

Важной характеристикой низкоширотной ионосферы является существование дополнительного слоя ионосферы — слоя F3, который расположен выше классического F2-слоя ( $hmF3 > hmF2$ ) и критическая частота которого  $foF3$  может быть как больше, так и меньше  $foF2$ . При зондировании снизу с помощью ионосферной станции такой слой виден, когда  $foF3 > foF2$ . При внешнем зондировании со спутника он виден, когда  $foF2 > foF3$  [Прутенский, 1992; Depuev, Pulinet, 2001; Karpachev et al., 2012].



**Рис. 7.** Изолинии концентрации электронов от  $hmF2$  до высоты спутника HS и значения  $NmF2$  по данным «Интеркосмос-19» 10.12.1979 г., когда спутник пересекал экватор на долготе  $140^\circ E$  в 23 ЛТ. Точки — положения минимума дополнительного низкоширотного провала



**Рис. 8.** Изменения параметров максимума F2-слоя ( $foF2$  и  $hmF2$ , толстые линии) и F3-слоя ( $foF3$  и  $hmF3$ , точки) по данным внешнего зондирования со спутника «Интеркосмос-19» 19.04.1979 г. в 19:30 ЛТ. Тонкая линия — силовая линия геомагнитного поля

По данным внешнего зондирования со спутника «Интеркосмос-19» выявлена зависимость вероятности возникновения F3-слоя от времени суток, сезона, широты и долготы и определены закономерности изменения  $hmF3$  в течение суток [Karpachev et al., 2012, 2013]. Установлено, что во все сезоны в зависимости вероятности возникновения слоя F3 от времени суток есть три максимума: 12–14 LT, 17–18 LT, 20–22 LT. Все три максимума ассоциируются с вертикальным дрейфом плазмы над экватором из-за электрического поля: первый максимум — с направленным вверх дрейфом плазмы и формированием экваториальной аномалии, второй — с вечерним пиком направленного вверх дрейфа плазмы, третий — с изменением направления вертикального дрейфа плазмы. Во все сезоны широтное распределение  $hmF3$  почти симметрично относительно магнитного экватора с максимумом над экватором, и обычно это широтное распределение соответствует фиксированной силовой линии геомагнитного поля (рис. 8) [Karpachev et al., 2012].

Следует отметить, что этот результат можно было получить только с помощью внешнего зондирования ионосферы, и до настоящего времени данные спутника «Интеркосмос-19» остаются лучшими для решения такой задачи. Высота  $hmF3$  над экватором увеличивается от примерно 450 км в ранние утренние часы до 600...750 км после полудня и достигает максимального значения (до 800...900 км) в 21 LT, что также согласуется с зависимостью скорости вертикального дрейфа плазмы над экватором от времени суток. В целом свойства слоя F3 и экваториальной аномалии существенно зависят от скорости дрейфа плазмы из-за электрического поля, поэтому они оказываются взаимосвязанными [Karpachev et al., 2012; 2013].

#### 2.4. Внешняя ионосфера и плазмосфера

Данные внешнего зондирования ионосферы со спутника «Интеркосмос-19» были использованы для получения полного (выше и ниже максимума F2 слоя  $hmF2$ ) высотного распределения концентрации электронов  $N_e(h)$  вдоль каждого витка спутника, что в принципе даёт трёхмерную картину распределения  $N_e$  [Depuev, Pulinets, 2004]. Это было достигнуто использованием параметров внешней ионосферы со спутника для вычисления параметров ионосферы ниже  $hmF2$  с помощью модифицированной для этой цели модели NeQuick [Nava et al., 2001]. Такое восстановление  $N_e(h)$ -профилей особенно важно для вычисления полного электронного содержания (Total Electron Content, TEC) в ионосфере и плазмосфере вдоль луча от поверхности Земли до примерно 20000 км, которые соответствуют высотам навигационных спутников [Nava et al., 2001].

Важным этапом развития моделей внешней ионосферы и плазмосферы было уточнение международной модели ионосферы IRI и расширение этой модели до высот плазмосферы, т.е. создание объединённой модели IRI-Plas [Gulyaeva and Bilitza, 2012; Gulyaeva et al., 2002a, b]. В базовом варианте модель IRI-Plas состоит из модели IRI от примерно 60 км до 1000 км и Российской стандартной модели ионосферы SMI [Chasovitin et al., 1998] от 1000 км до плазмопаузы. В модели IRI была улучшена полутолщина

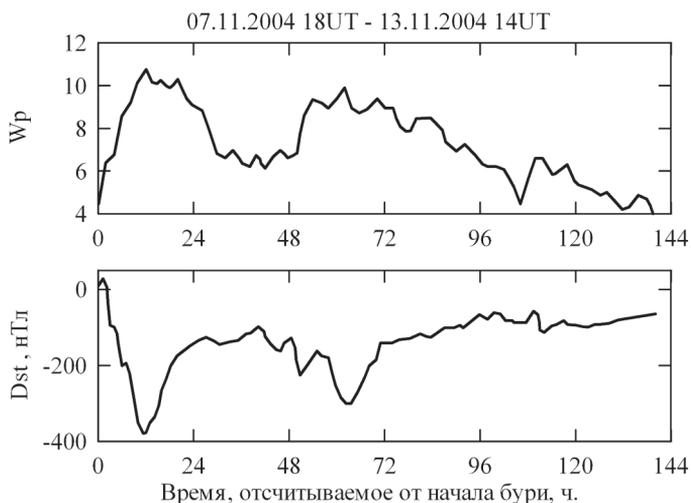
верхней части профиля через отношение высоты максимума F2-слоя к высоте  $h05_{top}$ , на которой концентрация электронов равна  $0,5N_mF2$  [Gulyaeva, 2003]:

$$r = \frac{h0,5_{top} - hmF2}{hmF2}.$$

Это было достигнуто созданием модели  $r$  по данным спутников ISIS1, ISIS2 и «Интеркосмос-19» и включением этой модели в IRI. Модель IRI-Plas является международной моделью, и специалисты в этой области прилагают усилия для официального признания объединённой модели IRI, включая модель IRI-Plas, международным стандартом ионосферы [Gulyaeva and Bilitza, 2012]. Важность именно объединённой модели IRI-Plas связана с тем, что вклад плазмосферы в полное электронное содержание может быть значительным, изменяясь от 10 % днём для спокойных условий до 50 % и более ночью во время магнитных бурь [Gulyaeva, Gallagher, 2007]. Модель IRI-Plas и её компоненты в настоящее время доступны на сайте ИЗМИРАН (<ftp.izmiran.rssi.ru/pub/izmiran/SPIM>).

На этом же сайте представлены компоненты системы оценки и предсказания ионосферной погоды (IWAF) [Gulyaeva et al., 2013]. Эта система позволяет получить оценки и предсказания глобального распределения профилей электронной концентрации по модели IRI-Plas путём включения глобальной ионосферной карты полного электронного содержания (GIM-TEC) как входного параметра этой модели. Исходными для GIM-TEC являются данные TEC в IONEX формате с задержкой 1-2 дня, и прогноз на 1-2 дня вперёд получается в результате гармонического анализа временного ряда GIM-TEC за предыдущие 96 ч. Продукт системы включает ежедневные-ежечасные глобальные карты foF2 и hmF2 (с шагом  $2,5^\circ$  по широте и  $5^\circ$  по долготе), полученные из IRI-Plas с учётом GIM-TEC. Система позволяет также получать предупреждения об ионосферных возмущениях в глобальных картах  $W$ -индекса, устанавливающих категории ионосферной погоды (от спокойного состояния ( $W = \pm 1$ ) до интенсивной бури ( $W = \pm 4$ )) в соответствии с набором порогов возмущений TEC относительно спокойной медианы за предыдущие 7 дней. Точность предсказания системой IWAF карт TEC, foF2 и hmF2 превосходит стандартную инерционную модель с предсказанием наиболее правдивой последней карты [Gulyaeva et al., 2013].

Карты  $W$ -индекса (с определённым шагом по долготе и широте для данной даты и данного мирового времени) устанавливают категории ионосферной погоды для каждого пункта в узлах широтно-долготной сетки и любого географического пункта путём интерполяции данных в узлах сетки [Gulyaeva et al., 2013]. Дополнительную информацию об ионосферной погоде может дать планетарный индекс ионосферной бури  $W_p$ , который получается на основе специальной обработки глобальной карты  $W$ -индекса с выделением областей минимального и максимального значений  $W$  на этой карте [Gulyaeva, Stanislawski, 2008]. Планетарный индекс ионосферной бури  $W_p$  определённым образом связан с  $Dst$ -индексом как индикатором бури в магнитосфере, поскольку буря в ионосфере и буря в магнитосфере обусловлены одним и тем же комплексом процессов взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой (рис. 9) [Gulyaeva, Stanislawski, 2008].



**Рис. 9.** Планетарный индекс ионосферной бури  $W_p$ - и  $Dst$ -индекс магнитной бури в период высокой геомагнитной активности 07–13.11.2004 г., отсчитываемой от начала бури 07.11.2004 г. в 18 UT (Universal Time, Всемирное время)

Из этого рисунка видна синхронность изменений индексов  $W_p$  и  $Dst$ , что указывает на перспективность использования индекса  $W_p$  для решения многих задач, связанных с бурей в ионосфере и плазмосфере [Gulyaeva, Stanislawski, 2008].

Одним из направлений развития этих исследований была разработка методики и программного обеспечения для расчёта глобального электронного содержания (ГЭС, GEC — global electron content) в трёхмерном сферическом сегменте в ионосфере и плазмосфере Земли на высотах от 80 км до 20200 км по картам полного электронного содержания GPS-TEC [Gulyaeva, Veselovsky, 2012]. Изменения ГЭС во время магнитных бурь могут давать дополнительную информацию о буре в ионосфере, и для таких изменений характерны положительная (увеличение ГЭС в активную фазу магнитной бури) и отрицательная (уменьшение ГЭС в восстановительную фазу магнитной бури) фазы [Gulyaeva, Veselovsky, 2012]. В настоящее время данные ГЭС являются одним из возможных входных параметров модели IRI-Plas, и эти данные доступны на указанном выше сайте ИЗМИРАН.

### 3. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИОНОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ

Все параметры ионосферы испытывают флуктуации относительно некоторого фона, за который обычно принимают спокойную медиану. Эти флуктуации обусловлены как постоянно существующими факторами (например, приливы, планетарные волны и внутренние гравитационные волны в атмосфере), так и эффектами, связанными с магнитосферными суббурями и бурями. Значительные по амплитуде флуктуации параметров ионосферы называют ионосферными возмущениями [Зевакина,

1990; Михайлов, 2009]. Такие возмущения в период магнитосферной бури или суббури часто называют бурей или суббурей в ионосфере. В ионосфере средних и низких широт изменчивость параметров максимума F2-слоя обычно превосходит изменчивость параметров максимумов других слоёв ионосферы как при низкой, так и при высокой геомагнитной активности. Поэтому часто под бурей или суббурей в ионосфере средних и низких широт понимают изменения именно параметров максимума F2-слоя в период магнитосферной бури или суббури.

Ниже последовательно представлены результаты анализа изменчивости ионосферы и ионосферных возмущений при спокойных условиях, в периоды магнитосферных суббурь и бурь.

### 3.1. Спокойные условия

Знание свойств ионосферы для спокойных условий важно при выделении и анализе возмущений любой природы, поскольку параметры ионосферы для спокойных условий служат фоном, относительно которого определяются эти возмущения. В данном параграфе последовательно представлены статистические свойства изменчивости параметров максимума F2-слоя спокойной ионосферы и сильных отклонений NmF2 от медианы при низкой геомагнитной активности. Такие отклонения получили специальное название — Q-возмущения (Quiet time disturbances) [Mikhailov et al., 2004].

#### 3.1.1. Плотности распределения флуктуаций NmF2 и hmF2

На пути анализа изменчивости спокойной ионосферы возникает проблема, связанная с исключением из рассмотрения эффектов геомагнитной активности в ионосфере, поскольку в среднем эта активность повышена, и периоды продолжительной низкой геомагнитной активности встречаются нечасто. Например, для интервала 1932–2010 гг. среднее значение трёхчасового индекса  $A_p \approx 14$  нТл, что не соответствует спокойным условиям. Интервал 2007–2010 гг. был самым продолжительным (за весь период измерений  $A_p$ ) периодом с очень низким средним уровнем солнечной и геомагнитной активности:  $F_{10,7} \approx 73$ ,  $A_p \approx 6$  нТл. Поэтому анализ ионосферных данных для этого интервала позволял детально исследовать свойства изменчивости спокойной ионосферы для низкой солнечной активности при достаточно жёстких ограничениях на уровень геомагнитной активности [Deminov et al., 2013]:

$$A_p(\tau) \leq 7 \text{ нТл}, A_{p_{\max}} \leq 9 \text{ нТл}, AE_{\max} < 400 \text{ нТл}, \quad (4)$$

где  $A_p(\tau)$  — средневзвешенное значение  $A_p$ -индекса с характерным временем  $\tau = 11$  ч,  $A_{p_{\max}}$  — максимальное значение  $A_p$  за данный и предыдущий трёхчасовые интервалы,  $AE_{\max}$  — максимальное значение  $AE$  за предыдущие 6 ч относительно данного мирового времени,  $AE$  — среднее за 15 мин значение  $AE$ -индекса авроральной электроструи.

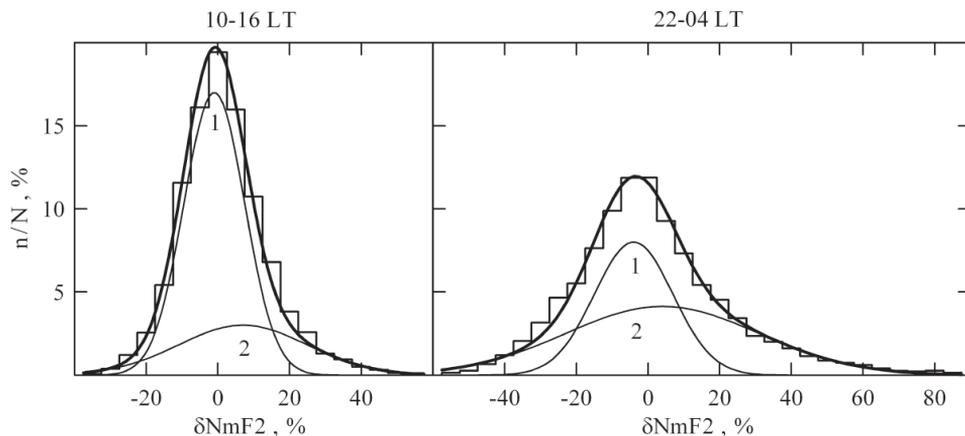
Основные результаты этого анализа на основе данных ст. Иркутск за 2007–2010 гг. для дневных (10–16 LT) и ночных (22–04 LT) часов [Deminov et al., 2013].

1. Гистограмму отклонений NmF2 от спокойной медианы  $\delta NmF2 = (NmF2/NmF2_{med} - 1)$ , т.е. числа случаев  $n$  попадания  $\delta NmF2$  в определённый интервал значений этого отклонения относительно полного числа случаев  $N$ , можно аппроксимировать смесью двух нормальных распределений, которая характеризует функцию плотности распределения (плотности вероятности) анализируемой величины (рис. 10):

$$\left. \begin{aligned} f(x, \mu, \sigma) &= f_1(x, \mu_1, \sigma_1) + f_2(x, \mu_2, \sigma_2), \\ f_1(x, \mu_1, \sigma_1) &= c_1 \left( 2\pi\sigma_1^2 \right)^{-1/2} \exp \left( \frac{-(x - \mu_1)^2}{2\sigma_1^2} \right), \\ f_2(x, \mu_2, \sigma_2) &= c_2 \left( 2\pi\sigma_2^2 \right)^{-1/2} \exp \left( \frac{-(x - \mu_2)^2}{2\sigma_2^2} \right), \\ c_1 + c_2 &= 1, \\ \mu &= c_1\mu_1 + c_2\mu_2, \\ \sigma^2 &= c_1\sigma_1^2 + c_2\sigma_2^2 + c_1(\mu_1 - \mu)^2 + c_2(\mu_2 - \mu)^2, \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где  $\mu$  и  $\sigma^2$  — среднее значение и дисперсия смеси;  $\mu_1$ ,  $\sigma_1^2$  и  $\mu_2$ ,  $\sigma_2^2$  — среднее значение и дисперсия первого и второго компонентов смеси. В данном случае  $x = \delta NmF2$ .

Это, по-видимому, первое использование смеси двух нормальных распределений для ионосферных исследований.



**Рис. 10.** Гистограммы ( $n/N$ ) отклонений измеренных значений NmF2 от спокойной медианы ( $\delta NmF2$ ) для дневных (10–16 LT) и ночных (22–04 LT) часов по всем данным ст. Иркутск для спокойных условий в интервале 2007–2010 гг. Аппроксимации этих гистограмм смесью двух нормальных распределений  $\delta NmF2$  (толстые линии) и компоненты 1 и 2 этой смеси (тонкие линии)

Первый компонент этой смеси (индекс 1 на рис. 10 и в уравнении (5)) преобладает для относительно слабых флуктуаций NmF2 и ассоциируется с ионосферными эффектами атмосферных гравитационных волн (АГВ), которые существуют практически всегда и являются основной причиной изменчивости ионосферы на временах менее или порядка 1 ч (высокочастотной части этой изменчивости). Слабые флуктуации NmF2 чаще отрицательны:  $\mu_1 < 0$ .

Второй компонент этой смеси может быть связан с приливами (и косвенно с планетарными волнами) как важной причиной изменчивости спокойной ионосферы ото дня ко дню (низкочастотной части этой изменчивости). Этот компонент смеси преобладает для сильных флуктуаций NmF2, которые чаще положительны:  $\mu_2 > 0$ .

Днём и ночью дисперсия первого компонента смеси меньше дисперсии второго компонента:  $\sigma_2^2 > \sigma_1^2$ . В ночные часы относительный вклад второго компонента смеси больше, чем в дневные, поэтому и дисперсия смеси в ночные часы больше.

Разные свойства высокочастотной и низкочастотной частей изменчивости NmF2 и являются основной причиной возможности представления гистограммы  $\delta NmF2$  смесью двух нормальных распределений.

Очень сильные флуктуации NmF2 гораздо чаще положительны. Например, для ночных часов зимой все значения  $\delta NmF2$ , для которых  $|\delta NmF2| > 61\%$ , положительны. Увеличенная асимметрия гистограммы  $\delta NmF2$  при высоких значениях  $|\delta NmF2|$  не учтена смесью двух нормальных распределений.

2. Гистограмму отклонений hmF2 от спокойной медианы  $\Delta hmF2 = (hmF2 - hmF2_{med})$  можно аппроксимировать одним нормальным распределением. Исключение составляют только дневные часы зимой или в равноденствия, когда происходит слабое отклонение этой гистограммы от одного нормального распределения. Близость гистограммы  $\Delta hmF2$  к одному нормальному распределению связана с тем, что высокочастотная и низкочастотная части флуктуаций hmF2 сопоставимы по амплитуде.

### 3.1.2. Q-возмущения

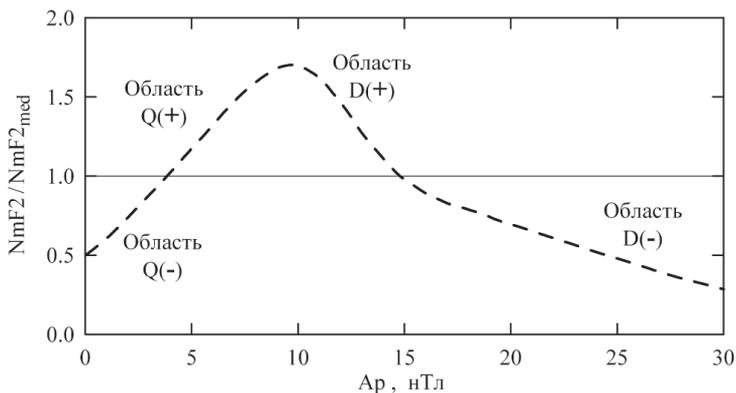
Сильные отклонения NmF2 от медианы при низкой геомагнитной активности, для которых  $|\delta NmF2| > 40\%$ , были названы Q-возмущениями [Mikhailov et al., 2004]. В качестве критерия низкой геомагнитной активности выбрано условие, чтобы значения каждого из трёхчасовых Ap-индексов за предыдущие 24 ч были меньше 7 нТл, в качестве медианы использованы скользящие за 27 дней значения медианы, центрированные на данный день [Mikhailov et al., 2004].

В результате анализа имеющихся данных наблюдений по мировой сети станций ионосферного зондирования был построен морфологический портрет Q-возмущений на субавроральных, средних и низких широтах [Михайлов, 2009; Mikhailov et al., 2004]:

- существуют как положительные, так и отрицательные Q-возмущения в NmF2, амплитуда которых соизмерима с амплитудой умеренных возмущений F2-области, связанных с геомагнитной активностью;
- положительные возмущения более многочисленны на всех широтах и при всех уровнях солнечной активности;
- процент длительных ( $\geq 3$  ч) Q-возмущений увеличивается с широтой;
- вероятность появления Q-возмущений обоих типов максимальна в вечернем и послеполуночном секторах, и они редки в дневное время;
- зимний сезон (ноябрь-январь) наиболее предпочтителен для появления отрицательного Q-возмущения, сезонная картина вероятности появления положительного возмущения менее отчётлива;
- амплитуда положительных возмущений растёт с широтой, тогда как для отрицательных возмущений она практически не зависит от широты;
- при отрицательных Q-возмущениях имеют место слабые изменения hmF2 либо она опускается ниже медианы.

Рисунок 11 иллюстрирует место Q-возмущений и обычных возмущений в шкале  $Ap$ -индекса [Михайлов, 2009; Mikhailov et al., 2007a]. Отрицательные Q-возмущения (Q(-)) появляются при очень низком уровне геомагнитной активности, и их появление зависит от значения  $NmF2_{med}$  — медианы NmF2: вероятность появления отрицательных Q-возмущений больше при относительно высоком уровне  $NmF2_{med}$  [Mikhailov et al., 2007a].

Область слабой и умеренной геомагнитной активности ( $5 \leq Ap \leq 15$ ) соответствует продолжительным положительным возмущениям (D(+)), а положительные Q-возмущения (Q(+)) занимают левое крыло этой области. Механизм их формирования один и тот же — ослабление направленной к полюсу фоновой термосферной циркуляции при усилении аврорального нагрева и связанное с этим обогащение термосферы субавроральных и средних широт атомным кислородом [Михайлов, 2009, Mikhailov et al., 2007a]. Дальнейшее усиление авроральной активности приводит к обращению направления фоновой циркуляции, что соответствует области отрицательных возмущений NmF2 (D(-)). Следует отметить принципиальное различие между обычными отрицательными возмущениями, связанными с геомагнитной активностью, и отрицательными Q-возмущениями [Mikhailov et al., 2007b]. При обычных отрицательных возмущениях высота максимума F2-слоя hmF2 всегда возрастает из-за увеличения температуры термосферы  $T_n$ , коэффициента линейной рекомбинации  $\beta$  и скорости вертикального дрейфа  $W$ . Аэрономические параметры изменяются в противоположную сторону при отрицательных Q-возмущениях, т.е. происходит уменьшение  $T_n$ ,  $\beta$  и  $W$ , и возрастания hmF2 не происходит. Это различие связано с отсутствием эффективного высокоширотного нагрева термосферы при низкой геомагнитной активности, когда и появляются отрицательные Q-возмущения [Mikhailov et al., 2007b].



**Рис. 11.** Области отрицательных (Q(-)) и положительных (Q(+)) Q-возмущений и области обычных возмущений (D(+)) и D(-) в шкале Ap-индекса

### 3.2. Суббуря в ионосфере

Чтобы успешно моделировать ионосферные возмущения, необходимо знать их причины. Для ионосферных возмущений на средних и низких широтах в периоды суббурь и в первые часы магнитных бурь с внезапным началом, развивающихся на относительно спокойном фоне, такими причинами являются крупномасштабные внутренние гравитационные волны (ВГВ) в термосфере, генерируемые авроральными электроструями при их резком усилении, и изменения электрического поля магнитосферной конвекции [Дёминов, 2008a]. Эффекты в ионосфере из-за ВГВ и электрических полей отчётливо различаются, поскольку эффекты, вызванные электрическими полями, наблюдаются на разных широтах практически одновременно, а вызванные ВГВ — с некоторой временной задержкой, которая увеличивается по мере уменьшения широты и на экваториальных широтах составляет в среднем 2...5 ч относительно начала суббури в магнитном поле.

На основе анализа большого массива данных станций вертикального зондирования, расположенных в Евроазиатском долготном секторе, была построена планетарная эмпирическая модель вариаций критической частоты и высоты слоя F2 при прохождении крупномасштабных ВГВ в периоды магнитосферных суббурь и в первые часы магнитных бурь [Шашуныкина и др., 1998; Deminova et al., 1998]. Эта модель построена для ночных часов в интервале широт от субавроральных до экваториальных для всех сезонов и для разных уровней солнечной активности. Она позволяет оценить вероятность, время задержки относительно начала суббури в магнитном поле, амплитуду и временную эволюцию эффектов ВГВ в области F ионосферы. До настоящего времени это единственная модель такого типа.

Получено, что основными эффектами крупномасштабных ВГВ в ночной ионосфере являются значительный подъём высоты максимума слоя F2 (в среднем на несколько десятков километров, а в отдельных случаях более чем на 100 км) и уменьшение foF2 в среднем на 0,5...1 МГц.

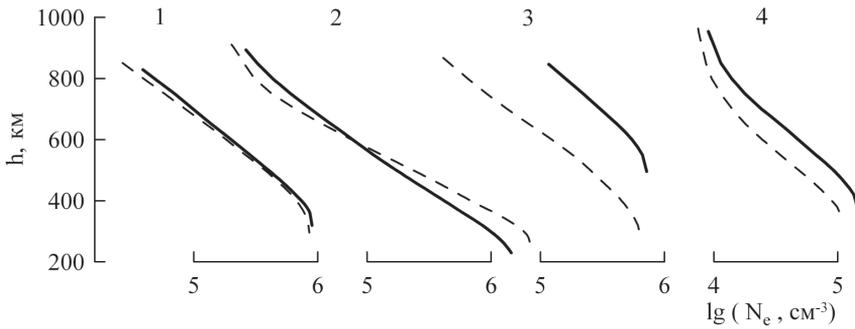
Выделенные с помощью этой модели особенности ионосферного эффекта ВГВ в зависимости от сезона, широты, уровня солнечной и магнитной активностей [Deminova et al., 1998]:

- вероятность наблюдения эффекта достаточно высока, она растёт с ростом интенсивности суббури и с ростом солнечной активности, и для суббурь с  $AE_{\max} > 1000$  нТл в годы высокой солнечной активности эта вероятность достигает 100 %, где  $AE_{\max}$  — максимальное значение  $AE$ -индекса по 2,5-минутным данным;
- амплитуда эффекта также растёт с ростом интенсивности суббури и с ростом солнечной активности; при этом амплитуда эффекта зависит от солнечной активности нелинейно: она существенно возрастает при изменении  $F_{10,7}$  от 75 до 150 и практически не меняется с ростом  $F_{10,7}$  выше 150;
- при высокой солнечной активности хорошо проявляются сезонные различия: зимой и в равноденствия амплитуда эффекта заметно больше, чем летом; для лет минимума солнечной активности сезонные различия малы;
- для всех сезонов и уровней солнечной и магнитной активностей амплитуда эффекта наибольшая на субавроральных широтах и плавно уменьшается с понижением широты, демонстрируя локальный минимум вблизи магнитной широты  $\Phi = 20^\circ$ .

Дана интерпретация некоторых из этих закономерностей на основе известных механизмов. Например, получено, что увеличение амплитуды ионосферного эффекта ВГВ с ростом солнечной активности в значительной степени связано с уменьшением затухания ВГВ из-за уменьшения коэффициента молекулярной вязкости при таком изменении солнечной активности.

Основным инструментом экспериментальных исследований ионосферных эффектов крупномасштабных ВГВ остаётся сеть станций вертикального зондирования ионосферы. Поэтому эффекты крупномасштабных ВГВ во внешней ионосфере исследованы в гораздо меньшей степени. Так, первое отчётливое выделение этих эффектов во внешней ионосфере было выполнено по данным спутника «Интеркосмос-19» во всём интервале высот от  $hmF2$  до высоты спутника (500...1000 км) [Деминава, 2004]. Для этого выбирался виток спутника, который пересекал область ионосферного эффекта ВГВ, и контрольный виток, который пересекал практически ту же область в то же местное время при спокойных условиях, когда этот эффект отсутствовал. Кроме того, распространение крупномасштабной ВГВ контролировалось по данным наземных станций вертикального зондирования, чтобы быть уверенным, что анализируемый эффект — действительно эффект ВГВ. Один из примеров решения этой задачи показан на рис. 12 для суббури 30.11.1979 г. и для сравнения в спокойный день 28.11.1979 г. [Деминава, 2004].

На этом рисунке показаны  $N_e(h)$ -профили только в наиболее характерных точках, когда спутник не достиг возмущённой области (1), пересёк последовательно передний фронт ионосферного эффекта ВГВ (2), максимум этого эффекта (3) и задний, более пологий фронт этого эффекта (4).



**Рис. 12.** Характерные  $N_e(h)$ -профили по данным внешнего зондирования со спутника «Интеркосмос-19» на средних и низких широтах примерно в 1,5 LT в период суббури 30.11.1979 г. и в спокойный день 28.11.1979 г. — сплошные и штриховые линии

Тем не менее, он отражает достаточно общие закономерности реакции внешней ионосферы средних и низких широт при высокой солнечной активности на распространение крупномасштабной ВГВ [Деминова, 2004]:

- во внешней ионосфере на переднем фронте возмущения увеличение  $N_e$  на относительно больших высотах происходит раньше, чем вблизи максимума F2-слоя;
- в период максимума эффекта наблюдаются значительные подъёмы внешней ионосферы, которые охватывают всю её толщу от  $h_mF_2$  до, по крайней мере, высоты спутника, т. е. до 1000 км; при этом значения  $N_mF_2$  могут несколько уменьшаться;
- изменения  $h_mF_2$  и  $N_mF_2$  по данным внешнего зондирования согласуются с данными наземных ионосферных станций.

Отмеченные особенности внешней ионосферы можно связать с изменениями в ионосфере вблизи и ниже максимума F2-слоя при прохождении крупномасштабной ВГВ и передачей этого возмущения во внешнюю ионосферу через диффузию вдоль геомагнитного поля [Деминова, 2004]. Наклон силовой линии и быстрый процесс диффузии могут приводить к тому, что над данным пунктом возмущение может начинаться гораздо выше максимума F2-слоя и только затем наблюдаться в области высоты максимума этого слоя.

Ионосферный эффект ВГВ виден как перемещающееся ионосферное возмущение (ПИВ) по данным меридиональной цепочки станций вертикального зондирования ионосферы. В периоды суббури усиление токов авроральных электроструй происходит одновременно в северном и южном полушариях. Какова планетарная картина ионосферного эффекта крупномасштабных ВГВ, и как она выглядит над экватором, когда встречаются движущиеся навстречу друг другу ВГВ? Эта картина, полученная по данным глобальной сети ионосферных станций и спутника «Интеркосмос-19» для суббури 30.11.1979 г. [Karpachev et al., 2011], показала:

- что область, где наблюдалось возмущение в виде ПИВ, выглядела как клин, поскольку она покрывала почти все ночные часы на

субавроральных широтах и сужалась до сектора шириной 2 ч на низких широтах;

- ионосферный отклик на суббурию был сильно асимметричен, и область клина и амплитуда ПИВ были больше в зимнем полушарии, чем в летнем, поэтому более мощный ПИВ из северного (зимнего) полушария распространялся через экватор на низкие широты южного (зимнего) полушария;
- отклик дневной ионосферы был также асимметричен, и в дневные часы отчётливый ПИВ наблюдался только в южном полушарии.

Приведённая планетарная картина динамики ПИВ для суббурии 30.11.1979 г. относилась к периоду декабрьского солнцестояния. Для построения планетарной картины ионосферных возмущений в период равноденствия была выбрана буря 22-23 марта 1979 г., которая состояла из двух мощных суббурь. Для анализа были использованы данные наземного зондирования и спутника «Космос-900» [Карпачев, Деминова, 2004; Карпачев и др., 2005; Karpatchev et al., 2007]. Получено, что в ночные часы для обеих суббурь доминирующим был эффект крупномасштабных ВГВ с амплитудой подъёма слоя F2 в среднем около 150 км, а на отдельных станциях более чем 200 км. В дневные часы амплитуда эффекта ВГВ была значительно меньше (до 70 км). В ночной ионосфере наблюдалась высокая степень симметрии эффектов ВГВ в северном и южном полушариях вплоть до количественного совпадения их амплитуды, что предполагает такую же симметрию в картине джоулевого нагрева в высоких широтах обоих полушарий для мощных суббурь в период равноденствия.

Изменения крупномасштабных электрических полей в периоды суббурь могут быть важной причиной перераспределения ионосферной плазмы. Известно, что на средних и низких широтах такие изменения электрических полей часто обусловлены поворотами вертикального компонента межпланетного магнитного поля  $V_z$ . По наземным данным было установлено, что отклик ионосферы на поворот  $V_z$  наиболее отчётлив над геомагнитным экватором и обусловлен проникновением в плазмосферу (вплоть до экватора) электрического поля магнитосферной конвекции из-за поворота  $V_z$ . Однако для детального анализа не только экваториальной, но и всей низкоширотной ионосферы на повороты  $V_z$  необходимы спутниковые данные, так как сеть наземных станций слишком редка для этой цели. Анализ данных спутника «Интеркосмос-19» позволил установить такую детальную картину изменения во времени распределения электронной концентрации во всей низкоширотной ионосфере, включая степень развития экваториальной аномалии, при изолированных поворотах  $V_z$ . Это в свою очередь позволило оценить характеристики магнитосферного электрического поля, вызвавшего эти изменения. Получено, в частности, что в послеполуночные часы: а) после поворота  $V_z$  к северу электрическое поле  $E$  вызывает дополнительный дрейф плазмы вверх и усиление экваториальной аномалии за время около 1 ч; б) после поворота  $V_z$  к югу этот дополнительный дрейф направлен вниз и экваториальная аномалия ослабляется вплоть до исчезновения за время около 2...3 ч [Deminova, 1995].

В периоды суббурь и в начальную стадию бури в ионосфере в дневные часы возможны положительные возмущения foF2. Морфологический анализ изменений foF2 для периодов положительных возмущений в дневное время по трём станциям: С.-Петербург (субавроральная зона), Слау (средние широты) и Алма-Ата (умеренно низкие широты) подтвердил наличие двух типов положительных возмущений с разной морфологией [Mikhailov et al., 2012a]. К типу 1 относятся возмущения, за которыми следуют спокойные или положительно возмущённые условия. Они наблюдаются при низкой или умеренной геомагнитной активности. Положительные возмущения типа 2 связаны с сильными геомагнитными бурями, и они сопровождаются отрицательными ионосферными возмущениями. Два типа возмущений демонстрируют разную вероятность распределения в зависимости от широты и уровня геомагнитной активности. Они также имеют разную продолжительность и амплитуду. Поэтому они могут иметь различные механизмы формирования. На основе детального анализа данных станции некогерентного рассеяния радиоволн в Millstone Hill в конкретные дни, включая определение по этим данным изменений параметров термосферы, подтверждено, что дневные положительные возмущения типа 2 в основном связаны с прохождением ПИВ и следующим за ним возмущённым ветром экваториального направления. При этом получено, что 10...40 % такого положительного возмущения следует отнести к изменениям термосферных параметров — в основном атомного кислорода. Ситуация с положительными возмущениями типа 1 более сложная. Анализ специально отобранных случаев продолжительных возмущений типа 1 показывает, что различные аэрономические параметры могут играть главную роль: электрические поля в случае возмущения 3 апреля 2004 г., возмущённый ветер экваториального направления 4 апреля 2008 г. или увеличение содержания атомного кислорода, как в случае возмущения 11 апреля 2000 г. [Mikhailov et al., 2012a].

### 3.3. Буря в ионосфере

Буря в ионосфере была предметом многочисленных экспериментальных и теоретических исследований. Ниже приведён только один аспект таких исследований: полуэмпирическая модель отрицательной фазы бури в ионосфере.

Общепризнано, что отрицательная фаза ионосферной бури, т. е. уменьшение NmF2 относительно фона, на средних широтах обусловлена в основном изменениями температуры, состава и плотности термосферы (см., например, [Mikhailov, 2000]). Это свойство ионосферы в наиболее простом и наглядном виде было учтено в полуэмпирической модели отрицательной фазы ионосферной бури [Аннакулиев и др., 2005; Шубин, Аннакулиев, 1995]. Для концентрации максимума F2-слоя средних широт эта модель имеет вид [Шубин, Аннакулиев, 1995]:

$$\frac{NmF2_d}{NmF2_q} = \frac{A_d}{A_q}, \quad (4)$$

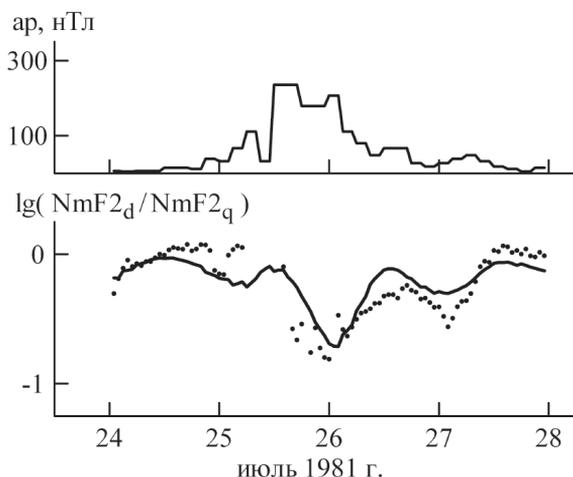
где индексы  $d$  и  $q$  соответствуют возмущённым и спокойным (фоновым) условиям; величины  $A_d$  и  $A_q$  вычислены для высоты 300 км по известной модели термосферы;

$$A = \left( \frac{[O]}{\beta^C} \right)^{1,3}; \quad \beta = k_1 [N_2] + k_2 [O_2]; \quad C = H_\beta / H;$$

$[O]$ ,  $[N_2]$ ,  $[O_2]$  — концентрации атомного кислорода, молекулярного азота и молекулярного кислорода;  $\beta$  — коэффициент линейной рекомбинации ионов кислорода (см. также уравнение (1)),  $H$  и  $H_\beta$  — шкалы высот (характерные масштабы изменения с высотой)  $[O]$  и  $\beta$ . Эта модель воспроизводит наиболее общие характерные черты изменения NmF2 (или foF2) на средних широтах в периоды интенсивных магнитных бурь, за исключением, возможно, начального периода развития магнитной бури, которому часто соответствует положительная фаза ионосферной бури (рис. 13) [Шубин, Аннакулиев, 1995].

Из этого рисунка видно, что в период бури NmF2 уменьшается почти на порядок, и модель [Шубин, Аннакулиев, 1995] в целом воспроизводит время и величину такого уменьшения NmF2. В периоды интенсивных магнитных бурь изменяются не только температура, состав и плотность термосферы, но и скорость термосферного ветра  $V$ . Тем не менее, в уравнении (4) нет зависимости возмущения NmF2 от возмущения этой скорости. Это свойство ионосферы, по-видимому, перестаёт быть справедливым на долготах Американского сектора из-за особенностей геометрии геомагнитного поля в этом секторе [Аннакулиев и др., 1997а, б].

За исключением этого сектора, полуэмпирическая модель отрицательной фазы ионосферной бури даёт значения как возмущений концентрации максимума F2-слоя, так и возмущений высоты максимума этого слоя [Аннакулиев и др., 2005].



**Рис. 13.** Изменения  $A_p$ -индекса и относительные изменения NmF2 над ст. Москва в период бури 24–28 июля 1981 г. по экспериментальным данным (точки) и по полуэмпирической модели отрицательной фазы ионосферной бури (сплошная линия)

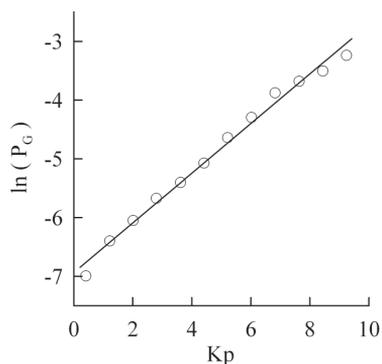
Одним из вариантов развития этой модели было включение в модель изменений NmF2 на субавроральных широтах [Шубин, Аннакулиев, 1997]. Тем самым модель позволяет учесть наиболее сильные уменьшения NmF2, когда на уменьшение NmF2 из-за изменений в термосфере во время магнитной бури накладывается уменьшение NmF2 из-за «наплывания» главного ионосферного провала на анализируемую станцию [Шубин, Аннакулиев, 1997].

Полуэмпирическая модель отрицательной фазы ионосферной бури предназначена для воспроизведения средней сглаженной картины изменения NmF2 в эту фазу и не может воспроизводить деталей этого изменения. Это видно и из данных на рис. 13. Изменения ионосферы в периоды конкретных бурь многократно исследовались численно на основе достаточно полных моделей (см., например, [Pavlov, Foster, 2001]). Они показывают динамику комплекса взаимосвязанных процессов, приводящих к буре в ионосфере, многие из которых не учтены в уравнении (4) даже косвенно. Тем не менее, вывод о ключевой роли изменения состава термосферы в формировании бури в ионосфере средних широт следует и из этих гораздо более детальных результатов расчётов [Pavlov, Foster, 2001].

Один из процессов, который не учтён в уравнении (4) даже косвенно, связан с увеличением электрического поля магнитосферной конвекции на средних и низких широтах в главную фазу магнитной бури. Ионосферные эффекты, связанные с таким увеличением электрического поля, не всегда отчётливы, поскольку они часто сопровождаются эффектами крупномасштабных внутренних гравитационных волн (ВГВ) в ионосфере. На основе анализа данных спутников КОМPSAT-1, РОCSAT-1, DMSP F13, F14 и F15 обосновано, что во время главной фазы очень интенсивной магнитной бури (супербури) 15 июля 2000 г. имело место прямое проникновение магнитосферного электрического поля в экваториальную ионосферу и именно восточная компонента этого поля привела к образованию крупномасштабного провала в горизонтальном распределении концентрации электронов в ночной низкоширотной верхней ионосфере [Ким и др., 2011; Lee et al., 2002].

### 3.4. Условие G в области F ионосферы

Условие G в области F ионосферы определяют как условие, при котором критическая частота F2-слоя равна критической частоте F1-слоя или меньше этой частоты, т. е.  $NmF2 \leq NmF1$ , где NmF2 и NmF1 — концентрация максимума F2-слоя и F1-слоя. Статистический анализ данных мировой сети ионосферных станций за 1957–1990 гг. показал, что вероятность  $P_G$  возникновения условия G: а) увеличивается при уменьшении зенитного угла Солнца и при прочих равных условиях максимальна в дневные часы летом; б) увеличивается с ростом широты; в) увеличивается с ростом геомагнитной активности, причём зависимость  $P_G$  от Kp-индекса этой активности экспоненциальна (рис. 14); г) уменьшается с ростом солнечной активности при переходе от низкой к средней солнечной активности, достигает минимума при  $F_{10.7} = 140 \dots 170$ , а при дальнейшем росте солнечной активности опять увеличивается [Lobzin, Pavlov, 2002a, b].



**Рис. 14.** Зависимость вероятности  $P_G$  возникновения условия G от  $Kp$ -индекса магнитной активности по экспериментальным данным (кружочки) и аппроксимация этой зависимости уравнением  $\ln(P_G) = a + bKp$  (сплошная линия) [Lobzin, Pavlov, 2002a]

На основе сопоставления  $P_G$  с вероятностью возникновения F1-слоя и уменьшения NmF2, т.е. отрицательного возмущения NmF2, получено, что увеличение  $P_G$  при переходе от средней к высокой солнечной активности связано в основном с увеличенной вероятностью сильных отрицательных возмущений NmF2 при высокой солнечной активности. Это, по-видимому, является следствием зависимости NmF2 от  $Kp$ , поскольку интенсивные геомагнитные бури чаще возникают при высокой солнечной активности [Lobzin, Pavlov, 2002a].

Среднее (по всему массиву данных за 1957–1990 гг.) значение  $P_G = 0,34\%$  [Lobzin, Pavlov, 2002a], т.е. условие G возникает нечасто. Тем не менее, механизмы возникновения условия G для конкретных случаев анализировались по данным станций некогерентного рассеяния радиоволн для спокойных условий [Pavlov, Buonsanto, 1998] и для периодов геомагнитных бурь [Mikhailov, Schlegel, 2003; Pavlov and Foster, 2001; Pavlov et al., 1999]. Было получено, что во всех рассмотренных случаях возникновение условия G обусловлено в основном изменением параметров термосферы (плотности, состава, температуры и скорости ветра), которые приводят к уменьшению NmF2 при относительно слабом изменении NmF1.

Зависимости возникновения условия G в области F ионосферы от солнечной и геомагнитной активностей оценивались и на основе численного моделирования ионосферы для летних условий в полдень [Деминов и др., 2011a]. Было получено, что пороговое значение  $Kp$ -индекса геомагнитной активности ( $Kp^*$ ), начиная с которого возможно возникновение условия G, минимально для низкой солнечной активности на относительно высоких широтах в восстановительную фазу геомагнитной бури. В среднем  $Kp^*$  увеличивается с ростом солнечной активности, но для определённых значений  $Kp$  условие G может возникать при высокой солнечной активности и отсутствовать при средней солнечной активности, что предсказано, по-видимому, впервые [Деминов и др., 2011a]. Эти свойства возникновения условия G не противоречат известным результатам статистического анализа условия G по данным мировой сети ионосферных станций [Lobzin, Pavlov, 2002a, b].

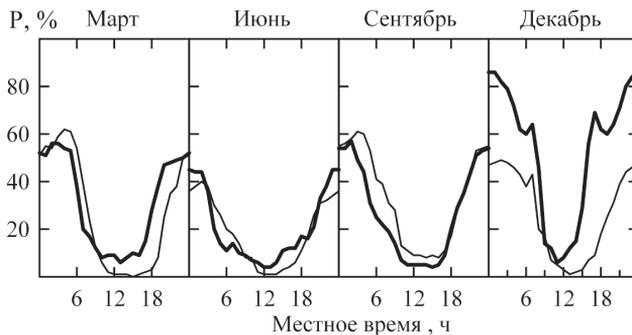
### 3.5. F-рассеяние

Выше отмечалось, что внутренние гравитационные волны в атмосфере являются частой причиной изменчивости F2-слоя ионосферы. Суббурия в ионосфере также в значительной степени связана с генерация этих

волн в авроральной области. Внутренние гравитационные волны могут быть одной из причин ещё одного класса ионосферных возмущений — F-рассеяния, которое было обнаружено более 75 лет назад и определено как наличие размытых, диффузных отражений на ионограммах вертикального зондирования при отражении от области F2 ионосферы. Интерес к этому явлению обусловлен двумя причинами: а) F-рассеяние является одним из факторов ухудшения качества радиосвязи и радионавигации; б) оно служит косвенным индикатором неоднородностей концентрации электронов ионосферной плазмы, поскольку оно обусловлено этими неоднородностями. Известно, что среднеширотное F-рассеяние наблюдается преимущественно ночью и в это время суток вероятность (относительная частота появления) F-рассеяния максимальна зимой при низком уровне солнечной активности. Однако многие детали вероятности F-рассеяния не были надёжно установлены, например, зависимость характера годовых изменений этой вероятности от уровней солнечной и геомагнитной активности.

На основе обработки ионограмм вертикального зондирования ионосферы ст. Москва, полученных через каждые 15 мин во все часы суток за 1975–1985 гг., была создана база данных вероятности F-рассеяния ( $P$ ). Анализ этой базы данных позволил установить (рис. 15) [Дёминов, Непомнящая, 2003; Дёминов и др., 2005, 2009б]:

- что зимой при низкой солнечной активности наблюдаются дополнительный максимум  $P$  в утренние часы в интервале между восходом Солнца в сопряжённой (летней) ионосфере и над данным пунктом на высоте 120 км и аналогичный максимум  $P$  в вечерние часы в интервале между заходом Солнца над данным пунктом и в сопряжённой ионосфере, отражая важную роль фотоэлектронов из сопряжённой ионосферы в усилении F-рассеяния над данным пунктом;
- интервал времени относительно частого наблюдения F-рассеяния ( $P > 20\%$ ) и ночной максимум  $P$  смещаются в сторону увеличения местного времени при переходе от низкой к высокой солнечной активности.



**Рис. 15.** Зависимость вероятности F-рассеяния  $P$  от местного времени в марте, июне, сентябре и декабре при низкой ( $F_{10.7} = 75$ , толстые линии) и высокой ( $F_{10.7} = 200$ , тонкие линии) солнечной активности по данным ст. Москва [Дёминов и др., 2005]

тивности; зимой это достигается смещением вечерней границы данного интервала, осенью — утренней границы этого интервала;

- изменение ночного максимума  $P$  в течение года таково, что при низкой солнечной активности преобладает годовой компонент  $P$  с максимумом зимой и минимумом летом, при высокой солнечной активности становится существенным полугодовой компонент  $P$  с максимумами в равноденствия;
- относительный вклад геомагнитной активности в F-рассеяние увеличивается с ростом солнечной активности, и полугодовой компонент  $P$  при высокой солнечной активности в значительной степени связан с увеличенной частотой возникновения магнитосферных суббурь в равноденствия.

Дана качественная интерпретация установленных закономерностей. Получено, в частности, что одной из причин увеличения относительного вклада геомагнитной активности в F-рассеяние с ростом солнечной активности является уменьшение затухания ВГВ, распространяющихся от авроральной области к данному среднеширотному пункту, поскольку это затухание в значительной степени обусловлено молекулярной вязкостью, которая обратно пропорциональна плотности атмосферы [Демин и др., 2009б].

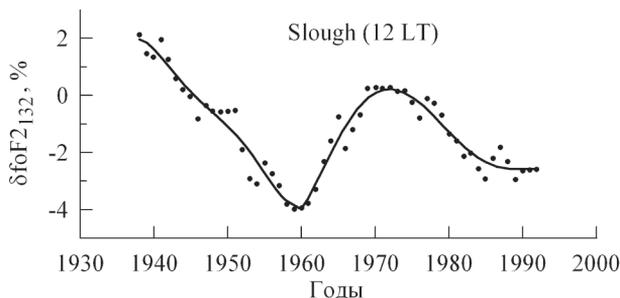
На ионограммах внешнего зондирования F-рассеяние наблюдается даже чаще, чем на ионограммах наземного зондирования ионосферы [Карпачев, Телегин, 2008]. Тем не менее, F-рассеяние во внешней ионосфере исследовано относительно слабо. По данным спутника «Интеркосмос-19» впервые была получена глобальная картина вероятности F-рассеяние  $P$  для декабрьского солнцестояния при высокой солнечной активности [Карпачев, Телегин, 2008]. Эта картина позволила впервые увидеть детали пространственно-временного распределения  $P$ . Сравнение вероятности F-рассеяния во внешней ионосфере над Москвой с данными  $P$  по наземной станции Москва для почти совпадающих условий показало, что суточные изменения  $P$  во внешней ионосфере и по наземным данным подобны, но вероятность  $P$  во внешней ионосфере выше, чем по наземным данным [Карпачев, Телегин, 2008]. В целом наблюдается антикорреляция между вероятностью F-рассеяния во внешней ионосфере и величиной критической частоты F2-слоя  $f_oF2$ . Эта тенденция скорее качественная. Тем не менее, она видна на всех широтах и, по-видимому, носит универсальный характер [Карпачев, Телегин, 2008].

#### 4. ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ

Теоретическая возможность использования ионосферы как индикатора глобального изменения климата стимулировала работы по выделению линейных по времени трендов различных параметров ионосферы (см., например, [Гивишвили, 2008]). Для выделения таких трендов необходимо исключить из рассмотрения гораздо более сильные и относительно кратко-

временные изменения параметров ионосферы (например, критической частоты F2-слоя foF2), которые непосредственно связаны с солнечной и геомагнитной активностями через ионизацию и нагрев термосферы. Один из возможных путей решения этой задачи по данным конкретной ионосферной станции связан с использованием спокойной медианы foF2, получением уравнения регрессии foF2reg для такой медианы, т. е. зависимости foF2 от скользящего среднего за 12 месяцев значения индекса солнечной активности  $R_{12}$  для каждого месяца и часа местного времени [Демин и др., 2000а; Mikhailov et al., 2002]. В этом случае зависимость  $\delta foF2 = (foF2 - foF2reg)/foF2$  от времени в годах даёт долговременные (климатические) изменения  $\delta foF2$ . Анализ показал, что такие климатические изменения  $\delta foF2$  зависят от скользящих средних за 11 лет (132 месяца) индексов солнечной  $R_{132}$  и (или) геомагнитной  $Ap_{132}$  активностей [Демин и др., 2000а; Mikhailov et al., 2002]. Представленная в статье [Mikhailov et al., 2002] методология выделения климатических изменений  $\delta foF2_{132}$  — скользящих средних за 11 лет значений  $\delta foF2$ , определения зависимости  $\delta foF2_{132}$  от  $Ap_{132}$  и получения остатка — линейного по времени тренда  $\delta foF2_{132}$  — отражает развиваемую авторами концепцию геомагнитного контроля долговременных изменений ионосферы. На рис. 16 показан пример одного из этапов этой методологии — сопоставление измеренных значений  $\delta foF2_{132}$  с уравнением регрессии — зависимостью  $\delta foF2_{132}$  от  $Ap_{132}$  [Mikhailov et al., 2002].

Этот пример показывает, что зависимость  $\delta foF2_{132}$  от  $Ap_{132}$  почти целиком воспроизводит долговременные изменения foF2, и остаток — линейный по времени тренд  $\delta foF2_{132}$  — оказывается очень маленьким [Mikhailov et al., 2002]. Для приведённых на рис. 16 интервалов времени величины  $R_{132}$  и  $Ap_{132}$  не являются независимыми переменными, и регрессионная зависимость  $\delta foF2_{132}$  от  $R_{132}$  также воспроизводит основную часть долговременных изменений  $\delta foF2_{132}$  [Демин и др., 2000а]. Это позволяет утверждать, что долговременные (климатические) изменения foF2 в основном обусловлены солнечным воздействием на атмосферу через долговременные изменения солнечной и геомагнитной активностей [Демин и др., 2000а; 2001а; 2002; Mikhailov and Marin, 2000; 2001; Garbatsevich et al., 2001; Mikhailov, 2002; Mikhailov et al., 2002; Mikhailov, 2006a]. Данный результат



**Рис. 16.** Изменения со временем в годах измеренных значений  $\delta foF2_{132}$  — скользящих средних за 11 лет значений  $\delta foF2$  по ст. Slough в 12 LT (точки) и их аппроксимация зависимостью  $\delta foF2_{132}$  от  $Ap_{132}$  (сплошная линия)

считают одним из важных достижений этого направления исследований ионосферы.

Дополнительная причина долговременных изменений  $f_oF2$  на средних широтах может быть связана с геомагнитным полем через долговременные (вековые) вариации склонения и наклонения геомагнитного поля, от которых зависит вклад термосферного ветра в  $f_oF2$  [Деминов и др., 2000б; 2002; Garbatsevich et al., 2001]. Теоретические оценки показали, что на средних широтах вклад вековых вариаций геомагнитного поля в долговременные изменения  $f_oF2$  зависит от долготы и этот вклад по амплитуде сопоставим с теоретически ожидаемыми эффектами в  $f_oF2$  из-за увеличения содержания парниковых газов [Деминов и др., 2000а, б]. На основе анализа данных среднеширотных станций северного полушария в дневные часы выделен долговременный тренд  $f_oF2$ , при получении которого предприняты специальные меры по исключению влияния солнечной и геомагнитной активностей на ионосферу. Получено, что знак тренда зависит от долготы и он коррелирует со знаком склонения магнитного поля, отражая важную роль долговременных изменений зонального компонента термосферного ветра и вековых вариаций геомагнитного поля в величине анализируемого тренда  $f_oF2$  [Деминов и др., 2002; Garbatsevich et al., 2001].

Долговременные изменения других параметров ионосферы, включая  $f_oE$  и  $f_oF1$ , показывают, что и эти изменения в значительной степени определяются солнечным воздействием на атмосферу через долговременные изменения солнечной [Деминов и др., 2003] и геомагнитной [Mikhailov, 2006b, 2008; Mikhailov, de la Morena, 2003] активностей. Такое воздействие имеет ряд особенностей. Например, характер зависимости  $f_oE$  от  $A_p_{132}$  до и после конца 1960-х гг. различен, что объясняют антропогенной активностью [Mikhailov, 2006b].

Исключение из долговременных (климатических) изменений параметров ионосферы эффектов, связанных с солнечным воздействием на атмосферу через долговременные изменения солнечной и геомагнитной активностей, позволяет выделить линейные (или почти линейные) по времени тренды, которые, по предположению, не зависят от этих активностей. Свойства такого типа трендов для параметров ионосферы, термосферы и мезосферы приведены, например, в работе [Гивишвили, 2008]. Этот важный аспект долговременных изменений ионосферы здесь опущен.

## 5. ПАРАМЕТРЫ ТЕРМОСФЕРЫ ПО ИОНОСФЕРНЫМ ДАННЫМ

Во многих задачах моделирования ионосферы области F и плазмосферы параметры нейтрального компонента верхней атмосферы — термосферы считаются известными и задаются по эмпирическим моделям. Эти модели построены на статистической основе и обладают определённой точностью. Обычно относительные ошибки определения скорости термосферного ветра с помощью этих моделей гораздо больше, чем ошибки определения остальных параметров термосферы (температуры, плотности или состава). Поэтому при детальном сопоставлении ионосферных данных с результатами численного моделирования фактически используют методы реше-

ния как прямых, так и обратных задач ионосферы: а) определяют скорость термосферного ветра из условия согласования высоты максимума F2-слоя по численной (или аналитической) модели с экспериментальными данными этой высоты, предполагая, что остальные параметры термосферы известны по эмпирическим моделям; б) на следующем этапе на основе численного моделирования определяют все искомые параметры ионосферы и степень их соответствия экспериментальным данным; в) затем, если это необходимо, уточняют скорость термосферного ветра и подбирают поправки к остальным параметрам термосферы для обеспечения согласования искомых параметров ионосферы всему набору экспериментальных данных. Данный метод определения скорости термосферного ветра и его модификации были развиты в работах [Pavlov, Buonsanto, 1997; Pavlov, Foster, 2001; Pavlov, Pavlova, 2005]. Он использовался, в основном, для решения прямых задач ионосферы, т.е. определения свойств ионосферы в различных гелиогеофизических условиях при достаточно точном учёте вклада термосферного ветра в эти свойства с помощью данного метода (см., например, [Павлов и др., 2008а, б; 2009]).

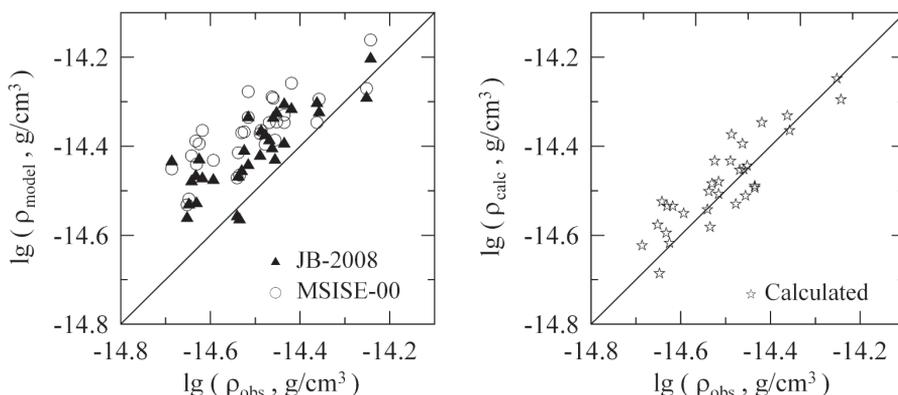
Другой метод определения параметров термосферы по ионосферным данным предназначен именно для анализа свойств термосферы в дневные часы на высотах области F2 ионосферы [Mikhailov, Liliensten, 2004; Mikhailov, Schlegel, 1997; Mikhailov et al., 2012b, 2013]. В начальных вариантах этого метода в качестве исходных ионосферных данных использовались высотные распределения концентрации  $N_e$  и температуры  $T_e$  электронов, температуры  $T_i$  и скорости  $V_i$  ионов в дневной области F2 ионосферы, получаемые с помощью радара некогерентного рассеяния радиоволн (НРР). Метод позволяет по этим данным получать основные параметры термосферы (температуру  $T_n$ , концентрации O, N<sub>2</sub> и O<sub>2</sub> и эффективную скорость дрейфа ионосферной плазмы из-за термосферного ветра) над данным пунктом в дневные часы на высотах области F2 ионосферы [Mikhailov, Liliensten, 2004; Mikhailov, Schlegel, 1997]. Одним из вариантов развития этого метода было использование только данных о высотном распределении  $N_e$  в дневной области F2 ионосферы средних широт, получаемых с помощью радара НРР или наземной цифровой ионосферной станции, для извлечения из этих данных искомых параметров термосферы над данным пунктом [Mikhailov et al., 2012b]. Сопоставление с наблюдениями общей плотности атмосферы на спутнике CHAMP в окрестностях установки некогерентного рассеяния Millstone Hill показало, что восстановленные из профиля  $N_e(h)$  значения плотности термосферы  $\rho$  совпадают с наблюдаемыми в пределах объявленной точности измерений (10...15 %) при условии, что для восстановления используются надёжные данные радара НРР [Mikhailov et al., 2012b]. Метод также тестировался с использованием  $N_e(h)$  профилей, полученных на наземной цифровой ионосферной станции DPS-4, расположенной там же в Millstone Hill. В этом случае согласие с наблюдениями CHAMP хуже. Одна из причин этого связана с неточностью определения высоты максимума F2-слоя при восстановлении  $N_e(h)$  профиля из ионограммы, что сильно влияет на точность работы метода. Несмотря на указанные ограничения, предложенный метод в принципе может быть использован для мониторинга термосферы с использованием  $N_e(h)$  профилей

[Mikhailov et al., 2012b]. Ещё один вариант развития данного направления исследований был связан с разработкой метода извлечения параметров термосферы над геомагнитным экватором по данным профилей  $N_e(h)$  дневной экваториальной ионосферы [Mikhailov et al., 2013]. Получено, что разработанный метод даёт принципиальную возможность извлекать основные параметры термосферы (температуру экзосферы, концентрации  $O$ ,  $N_2$  и  $O_2$ ) из наблюдаемого профиля электронной концентрации в дневное время в области геомагнитного экватора. Данные  $N_e(h)$ , получаемые с помощью радара НРР, и в этом случае обеспечивают повышенную точность метода по сравнению с использованием данных, получаемых с помощью наземной ионосферной станции. Тем не менее, для низкой солнечной активности разница в точностях метода для этих двух способов определения  $N_e(h)$  профилей относительно небольшая. В результате, случаи наблюдения очень низкой плотности термосферы  $\rho$  на фазе глубокого минимума солнечной активности в 2008–2009 гг. воспроизводятся данным методом (с использованием  $N_e(h)$  профилей, полученных по ионограммам цифрового ионозонда в Jicamarca Radio Observatory в Перу), тогда как современные эмпирические модели термосферы JB-2008 и MSISE-00 дают в этих случаях относительно большие ошибки (рис. 17) [Mikhailov et al., 2013].

Это открывает путь для практического использования данного метода [Mikhailov et al., 2013].

Приведённые примеры показывают, что ионосфера может служить достаточно точным индикатором изменений в нейтральном компоненте атмосферы и тем самым давать новые знания о нейтральной атмосфере как для спокойных, так и для возмущённых условий. Поэтому развитие методов решения обратных задач ионосферы и их реализацию считают одним из важных направлений ионосферных исследований.

Приведённые в данном разделе материалы отражают только некоторые из результатов выполненных в ИЗМИРАН исследований ионосферы Земли. Тем не менее, они дают представление о достижениях института в этом направлении исследований за последние 25 лет.



**Рис. 17.** Плотности термосферы по данным спутника CHAMP ( $\rho_{\text{obs}}$ ), эмпирическим моделям JB-2008 и MSISE-00 ( $\rho_{\text{model}}$ ) и вычисленным по ионосферным данным на основе разработанного метода ( $\rho_{\text{calc}}$ )

ЛИТЕРАТУРА

- [Аннакулиев и др., 1997а] *Аннакулиев С. К., Деминов М. Г., Фельдштейн А. Я., Шубин В. Н.* О долготном эффекте в отрицательной фазе ионосферной бури на средних широтах // *Геомагнетизм и аэрномия.* 1997. Т. 37. № 1. С. 75–83.
- [Аннакулиев и др., 1997б] *Аннакулиев С. К., Афонин В. В., Деминов М. Г., Карпачев А. Т.* Эмпирическая формула для положения главного ионосферного провала в период магнитной бури // *Геомагнетизм и аэрномия.* 1997. Т. 37. № 3. С. 183–187.
- [Аннакулиев и др., 2005] *Аннакулиев С. К., Деминов М. Г., Шубин В. Н.* Полуэмпирическая модель бури в ионосфере средних широт // *Солнечно-земная физика.* 2005. Вып. 8. С. 145–146.
- [Антонова и др., 2008] *Антонова Л. А., Иванов-Холодный Г. С., Чертопруд В. Е.* Аэрномия слоя E // *Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортгов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 198–257.*
- [Бенькова и др., 1989] *Бенькова Н. П., Деминов М. Г., Зевакина Р. А., Керблай Т. С., Фаткуллин М. Н.* Ионосфера Земли и прогноз её вариаций // *Электромагнитные и плазменные процессы от Солнца до ядра Земли / Под ред. В. В. Мигулина. М.: Наука, 1989. С. 86–97.*
- [Бенькова и др., 1993] *Бенькова Н. П., Козлов Е. Ф., Коченова Н. А., Саморокин Н. И., Флигель М. Д.* Структура субавроральной ионосферы. М.: Наука, 1993. 144 с.
- [Гвишвили, 2008] *Гвишвили Г. В.* Долговременные вариации параметров низкотемпературной плазмы // *Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортгов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 468–482.*
- [Деминов, 2008а] *Деминов М. Г.* Ионосфера Земли // *Пламенная гелиогеофизика. В 2-х т. / Под ред. Л. М. Зеленого, И. С. Веселовского. М.: Физматлит, 2008. Т. 2. С. 92–163.*
- [Деминов, 2008б] *Деминов М. Г.* Структура ионосферной плазмы // *Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортгов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 72–100.*
- [Деминов, Кузнецов, 2008] *Деминов М. Г., Кузнецов В. Д.* Источники ионизации ионосферной плазмы // *Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортгов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 5–35.*
- [Деминов, Непомнящая, 2003] *Деминов М. Г., Непомнящая Е. В.* Зависимость вероятности среднеширотного F-рассеяния от солнечной и геомагнитной активности // *Геомагнетизм и аэрномия.* 2003. Т. 43. № 6. С. 763–769.
- [Деминов, Фаткуллин, 2002] *Деминов М. Г., Фаткуллин М. Н.* Зависимость характеристик ионно-звуковой волны во внешней ионосфере от температур электронов и ионов // *Геомагнетизм и аэрномия.* 2002. Т. 42. № 1. С. 108–111.
- [Деминов и др., 1992] *Деминов М. Г., Карпачев А. Т., Морозова Л. П.* Субавроральная ионосфера в период SUNDIAL в июне 1987 г. по данным ИСЗ «Космос-1809» // *Геомагнетизм и аэрномия.* 1992. Т. 32. № 1. С. 54–58.
- [Деминов и др., 1995а] *Деминов М. Г., Карпачев А. Т., Афонин В. В., Аннакулиев С. К., Шмилауер Я.* Динамика среднеширотного ионосферного провала в периоды бурь. 1. Качественная картина // *Геомагнетизм и аэрномия.* 1995. Т. 35. № 1. С. 73–79.

- [Деминов и др., 1995б] Деминов М. Г., Карпачев А. Т., Афонин В. В., Аннакулиев С. К., Шмилауер Я. Динамика среднеширотного ионосферного провала в периоды бурь: главная фаза // Геомагнетизм и аэрономия. 1995. Т. 35. № 3. С. 69–77.
- [Деминов и др., 1996] Деминов М. Г., Карпачев А. Т., Афонин В. В., Аннакулиев С. К. Динамика среднеширотного ионосферного провала в периоды бурь: восстановительная фаза // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. Т. 36. № 4. С. 45–52.
- [Деминов и др., 2000а] Деминов М. Г., Гарбацевич А. В., Деминов Р. Г. Климатические изменения F2-слоя ионосферы // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 3. С. 383–385.
- [Деминов и др., 2000б] Деминов М. Г., Гарбацевич А. В., Ситнов Ю. С. Зависимость долговременных изменений параметров максимума F2-слоя от геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. № 2. С. 129–133.
- [Деминов и др., 2001а] Деминов М. Г., Гарбацевич А. В., Деминов Р. Г. Долговременные изменения критической частоты F2-слоя на средних широтах в полдень // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 1. С. 105–111.
- [Деминов и др., 2001б] Деминов М. Г., Ершова В. А., Кочнев В. А., Шульчишин Ю. А. Ионы с массовым числом 2 в масс-спектрометрических экспериментах на ракетах и спутниках // Космич. исслед. 2001. Т. 39. № 3. С. 265–274.
- [Деминов и др., 2002] Деминов М. Г., Аннакулиев С. К., Гарбацевич А. В., Деминов Р. Г. Зависимость долговременных изменений критической частоты F2-слоя на средних широтах от геомагнитной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42. № 6. С. 766–770.
- [Деминов и др., 2003] Деминов М. Г., Колесник А. Г., Лещенко Л. Н., Ситнов Ю. С., Цыбиков Б. Б. Климатические изменения критической частоты E-слоя ионосферы на средних широтах в полдень // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43. № 3. С. 382–388.
- [Деминов и др., 2005] Деминов М. Г., Непомнящая Е. В., Ситнов Ю. С. Закономерности вероятности появления среднеширотного F-рассеяния в восходно-заходные периоды // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45. № 4. С. 487–495.
- [Деминов и др., 2009а] Деминов М. Г., Жеребцов Г. А., Пирог О. М., Шубин В. Н. Регулярные изменения критической частоты F2-слоя спокойной ионосферы средних широт // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т. 49. № 3. С. 393–399.
- [Деминов и др., 2009б] Деминов М. Г., Деминов Р. Г., Непомнящая Е. В. Сезонные особенности вероятности F-рассеяния над Москвой в околополуденные часы // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т. 49. № 5. С. 660–666.
- [Деминов и др., 2011а] Деминов М. Г., Романова Е. Б., Тащилин А. В. Зависимость возникновения условия G в области F ионосферы от солнечной и геомагнитной активностей // Геомагнетизм и аэрономия. 2011. Т. 51. № 5. С. 683–689.
- [Деминов и др., 2011б] Деминов М. Г., Деминова Г. Ф., Жеребцов Г. А., Пирог О. М., Полех Н. М. Очень сильные увеличения электронной концентрации в максимуме F2-слоя зимней ночной ионосферы над Иркутском // Солнечно-земная физика. 2011. Вып. 19. С. 116–119.
- [Деминова, 1993] Деминова Г. Ф. Волнообразная структура долготных изменений ночной экваториальной ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 1993. Т. 33. № 5. С. 167–169.
- [Деминова, 1995] Деминова Г. Ф. Волнообразная структура долготных изменений ночной экваториальной аномалии // Геомагнетизм и аэрономия. 1995. Т. 35. № 4. С. 169–173.
- [Деминова, 1998] Деминова Г. Ф. Изменения высот ночного экваториального слоя F2 при повороте Vz-компоненты ММП к югу // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 4. С. 166–169.

- [Деминова, 1999] Деминова Г. Ф. Об одной разновидности низкоширотного провала ионизации в южном полушарии // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39. № 2. С. 118–120.
- [Деминова, 2002a] Деминова Г. Ф. Асимметричные черты в высотно-долготных характеристиках слоя F2 ионосферы в северном и южном полушариях Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42. № 2. С. 228–231.
- [Деминова, 2002б] Деминова Г. Ф. Изменения высотно-долготных характеристик экваториальной аномалии в течение ночи // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42. № 6. С. 771–779.
- [Деминова, 2003] Деминова Г. Ф. Сравнение долготного распределения foF2 в ночной низкоширотной ионосфере по данным ИСЗ «Интеркосмос-19» с моделью IRI и наземными данными // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43. № 3. С. 377–381.
- [Деминова, 2004] Деминова Г. Ф. Реакция внешней ионосферы на крупномасштабные внутренние гравитационные волны в периоды суббурь по данным спутника «Интеркосмос-19» // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 2. С. 231–238.
- [Деминова, 2010] Деминова Г. Ф. Долготные вариации дневной низкоширотной ионосферы по данным внешнего зондирования со спутника «Интеркосмос-19» // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 2. С. 189–194.
- [Депуев и др., 2008] Депуев В. Х., Депуева А. Х., Лецинская Т. Ю. Механизм формирования Q-возмущений в экваториальной F2-области ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48. № 1. С. 93–102.
- [Зевакина и др., 1990] Зевакина Р. А., Жулина Е. М., Носова Г. Н., Сергеевко Н. П. Руководство по краткосрочному прогнозированию. М.: МГК АН СССР, 1990. 71 с.
- [Карпачев, 1992] Карпачев А. Т. Глобальные вариации foF2 в области ночного провала // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. № 5. С. 94–98.
- [Карпачев, 2001] Карпачев А. Т. Характеристики кольцевого ионосферного провала // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 1. С. 57–66.
- [Карпачев, 2003] Карпачев А. Т. Зависимость формы ГИП от долготы, высоты, сезона, местного времени, солнечной и магнитной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43. № 2. С. 256–269.
- [Карпачев, 2008] Карпачев А. Т. Крупномасштабная структура верхней ионосферы по данным спутниковых наблюдений // Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 381–446.
- [Карпачев, 2009] Карпачев А. Т. Спутниковое зондирование внешней ионосферы // Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 2; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2009. С. 45–90.
- [Карпачев, Афонин, 1998a] Карпачев А. Т., Афонин В. В. Два типа дневного зимнего ионосферного провала, выделенные по данным спутника «Космос-900» на высотах 350...550 км // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 3. С. 68–78.
- [Карпачев, Афонин, 1998б] Карпачев А. Т., Афонин В. В. Зависимость вероятности наблюдения ионосферных провалов от сезона, местного времени, долготы и уровня магнитной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 3. С. 79–91.
- [Карпачев, Афонин, 1999] Карпачев А. Т., Афонин В. В. Вариации положения дневных зимних ионосферных провалов с долготой // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39. № 2. С. 65–71.

- [Карпачев, Афонин, 2004] *Карпачев А. Т., Афонин В. В.* Вариации структуры высокоширотной ионосферы во время бури 22-23 марта 1979 г. по данным ИСЗ «Космос-900» и «Интеркосмос-19» // Геомагнетизм и аэрномия. 2004. Т. 44. № 1. С. 67–75.
- [Карпачев, Гасилов, 2000] *Карпачев А. Т., Гасилов Н. А.* Выделение зональной и меридиональной компонент нейтрального ветра из долготных вариаций hmF2 // Геомагнетизм и аэрномия. 2000. Т. 40. № 4. С. 79–87.
- [Карпачев, Деминова, 2004] *Карпачев А. Т., Деминова Г. Ф.* Планетарная картина эффектов крупномасштабных ВГВ в ионосфере во время бури 22 марта 1979 г. // Геомагнетизм и аэрномия. 2004. Т. 44. № 6. С. 799–812.
- [Карпачев, Телегин, 2008] *Карпачев А. Т., Телегин В. А.* Исследование F-рассеяния по данным внешнего зондирования ионосферы на спутнике «Интеркосмос-19» // Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 447–455.
- [Карпачев и др., 1997] *Карпачев А. Т., Афонин В. В., Шмилаур Я.* Распределение температуры электронов в области ионосферного провала для летних ночных условий // Геомагнетизм и аэрномия. 1997. Т. 37. № 1. С. 96–103.
- [Карпачев и др., 2005] *Карпачев А. Т., Деминова Г. Ф., Афонин В. В.* Глобальный отклик ионосферы на магнитосферную бурю 22-23 марта 1979 г. // Геомагнетизм и аэрномия. 2005. Т. 45. № 6. С. 774–788.
- [Карпачев и др., 2011] *Карпачев А. Т., Гасилов Н. А., Карпачев О. А.* Морфология и причины аномалии моря Уэдделла // Геомагнетизм и аэрномия. 2011. Т. 51. № 6. С. 828–840.
- [Ким и др., 2011] *Ким В. П., Мин К. В., Хегай В. В., Ли Дж. Дж.* Региональные особенности морфологии возмущений электронной концентрации в максимуме F2-слоя на средних широтах во время магнитной супербури 15 июля 2000 г. // Геомагнетизм и аэрномия. 2011. Т. 51. № 2. С. 257–269.
- [Кища, Коченова, 1995] *Кища П. В., Коченова Н. А.* Модель высоты максимума ионосферы в зоне главного ионосферного провала // Геомагнетизм и аэрномия. 1995. Т. 35. № 6. С. 78–81.
- [Клименко и др., 2013] *Клименко В. В., Карпачев А. Т., Клименко М. В.* Среднеширотные аномалии в суточном ходе электронной концентрации в ионосфере // Химическая физика. 2013. Т. 32. № 9. С. 32–41.
- [Коломийцев, Ружин, 2008] *Коломийцев О. П., Ружин Ю. Я.* Ионосферные дыры. Результаты наблюдений, модельное воспроизведение // Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 456–467.
- [Кушнеревский и др., 1989] *Кушнеревский Ю. В., Пулинец С. А., Синельников В. М.* Радиофизические исследования ионосферы Земли с помощью ИСЗ и геофизических ракет // Электромагнитные и плазменные процессы от Солнца до ядра Земли / Под ред. В. В. Мигулина. М.: Наука, 1989. С. 116–132.
- [Михайлов, 2009] *Михайлов А. В.* Ионосферные возмущения и их прогнозирование // Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 2; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2009. С. 182–214.
- [Намгаладзе, 1989] *Намгаладзе А. А.* Ионосферное моделирование // Электромагнитные и плазменные процессы от Солнца до ядра Земли / Под ред. В. В. Мигулина. М.: Наука, 1989. С. 97–107.
- [Павлов, 1990] *Павлов А. В.* К интерпретации измерений температуры электронов на ракетах серии «Вертикаль» // Космич. исслед. 1990. Т. 28. № 5. С. 736–742.

- [Павлов, 2003] *Павлов А. В.* Комбинация методов Лагранжа и Эйлера при моделировании концентраций и температур электронов и ионов плазмосферы и области F ионосферы средних и низких широт // Геомагнетизм и аэрномия. 2003. Т. 43. № 6. С. 804–815.
- [Павлов, 2008] *Павлов А. В.* Гидродинамическое описание ионосферной плазмы // Энциклопедия низкотемпературной плазмы / Гл. ред. В. Е. Фортгов. Сер. Б. Т. 1–3: Ионосферная плазма. Ч. 1; Отв. ред. В. Д. Кузнецов, Ю. Я. Ружин. М.: ЯНУС-К, 2008. С. 36–71.
- [Павлов, 2011] *Павлов А. В.* Колебательно-возбуждённые  $N_2$  и  $O_2$  в верхней атмосфере: Обзор // Геомагнетизм и аэрномия. 2011. Т. 51. № 2. С. 147–173.
- [Павлов, Павлова, 2012] *Павлов А. В., Павлова Н. М.* Вариации статистических параметров зимней аномалии NmF2 с широтой и солнечной активностью // Геомагнетизм и аэрномия. 2012. Т. 52. № 3. С. 335–343.
- [Павлов и др., 2005] *Павлов А. В., Павлова Н. М., Макаренко С. Ф.* Сравнение вычисленных и измеренных температур и концентраций электронов ионосферы и плазмосферы средних широт с 13 по 15 ноября 1991 г. // Геомагнетизм и аэрномия. 2005. Т. 45. № 5. С. 629–641.
- [Павлов и др., 2008а] *Павлов А. В., Павлова Н. М., Макаренко С. Ф., Шубин В. Н.* Аномальные вариации структуры области F2 ионосферы средних геомагнитных широт южного и северного полушарий при переходе от летних к зимним условиям при высокой солнечной активности // Геомагнетизм и аэрномия. 2008. Т. 48. № 1. С. 79–92.
- [Павлов и др., 2008б] *Павлов А. В., Павлова Н. М., Макаренко С. Ф., Шубин В. Н.* Аномальные вариации структуры области F2 ионосферы средних геомагнитных широт южного и северного полушарий при переходе от летних к зимним условиям при низкой солнечной активности // Геомагнетизм и аэрномия. 2008. Т. 48. № 3. С. 340–349.
- [Павлов и др., 2009] *Павлов А. В., Павлова Н. М., Макаренко С. Ф., Шубин В. Н.* Статистическое исследование аномальных ночных максимумов в суточном изменении NmF2 в области появления северного гребня экваториальной аномалии // Геомагнетизм и аэрномия. 2009. Т. 49. № 2. С. 234–241.
- [Прутенский, 1992] *Прутенский И. С.* Расслоения электронной плотности внешней низкоширотной ионосферы по данным спутника «Космос-1809» // Геомагнетизм и аэрномия. 1992. Т. 32. № 1. С. 99–103.
- [Сидорова, Филиппов, 2013] *Сидорова Л. Н., Филиппов С. В.* Долготная статистика плазменных «пузырей», видимых на высотах верхней ионосферы в концентрации  $He^+$  // Геомагнетизм и аэрномия. 2013. Т. 53. № 1. С. 64–77.
- [Солодовников и др., 1990] *Солодовников Г. К., Новожилков В. И., Фаткуллин М. Н.* Распространение радиоволн в многомасштабной ионосфере. М.: Наука, 1990. 200 с.
- [Шашунькина и др., 1998] *Шашунькина В. М., Деминова Г. Ф., Гончарова Е. Е.* Моделирование глобального эффекта ВГВ в ночной ионосфере // Геомагнетизм и аэрномия. 1998. Т. 38. № 5. С. 56–71.
- [Шубин, Аннакулиев, 1995] *Шубин В. Н., Аннакулиев С. К.* Модель отрицательной фазы ионосферной бури на средних широтах // Геомагнетизм и аэрномия. 1995. Т. 35. № 3. С. 79–87.
- [Шубин, Аннакулиев, 1997] *Шубин В. Н., Аннакулиев С. К.* Полуэмпирическая модель foF2 ночной субавроральной ионосферы в период отрицательной фазы интенсивных ионосферных бурь // Геомагнетизм и аэрномия. 1997. Т. 37. № 4. С. 26–34.

- [Chasovitin et al., 1998] *Chasovitin Yu. K., Gulyaeva T. L., Deminov M. G., Ivanova S. E.* Russian standard model of ionosphere (SMI) // Proc. 2<sup>nd</sup> COST 251 Workshop. COST251TD(98)005. UK: RAL, 1998. P. 161–172.
- [Deminov et al., 1996] *Deminov M. G., Karpachev A. T., Annakuliev S. K., Afonin V. V., Shmilauer Ya.* Dynamics of ionization troughs in the night-time subauroral F-region during geomagnetic storms // *Adv. Space Res.* 1996. V. 17. No. 10. P. 141–145.
- [Deminov et al., 2013] *Deminov M. G., Deminova G. F., Zhrebtsov G. A., Polekh N. M.* Statistical properties of variability of the quiet ionosphere F2-layer maximum parameters over Irkutsk under low solar activity // *Adv. Space Res.* 2013. V. 51. No. 5. P. 702–711.
- [Deminova, 1995] *Deminova G. F.* Modifications in the night-time low-latitude ionosphere after southward turnings of the IMF // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1995. V. 57. No. 12. P. 1459–1467.
- [Deminova, 1996] *Deminova G. F.* Estimate of the contribution of large-scale internal gravity waves and IMF Bz component northward turnings in liftings of the night-time equatorial ionospheric F layer during magnetospheric disturbances // *Adv. Space Res.* 1996. V. 17. No. 10. P. 207–210.
- [Deminova, 1999] *Deminova G. F.* One type of the low-latitude trough of the ionization in the Southern hemisphere // *Adv. Space Res.* 1999. V. 24. No. 11. P. 1503–1506.
- [Deminova, 2002] *Deminova G. F.* Asymmetry of the longitudinal effect in the low-latitude ionosphere // *Adv. Space Res.* 2002. V. 29. No. 6. P. 911–915.
- [Deminova, 2003] *Deminova G. F.* Fine structure of foF2 longitudinal distribution in the night-time low-latitude ionosphere derived from Intercosmos-19 topside sounding data // *Adv. Space Res.* 2003. V. 31. No. 3. P. 531–536.
- [Deminova, 2007] *Deminova G. F.* Maps of foF2, hmF2, and plasma frequency above F2-layer peak in the night-time low-latitude ionosphere derived from Intercosmos-19 satellite topside sounding data // *Ann. Geophys.* 2007. V. 25. No. 8. P. 1827–1835.
- [Deminova et al., 1998] *Deminova G. F., Shashunkina V. M., Goncharova E. E.* A global empirical model of effects of large-scale internal gravity waves in the night-time ionosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1998. V. 60. No. 2. P. 227–245.
- [Depuev, Pulinets, 2001] *Depuev V. H., Pulinets S. A.* Intercosmos-19 observations of an additional topside ionization layer: The F3-layer // *Adv. Space Res.* 2001. V. 27. No. 6/7. P. 1289–1292.
- [Depuev, Pulinets, 2004] *Depuev V. H., Pulinets S. A.* A global empirical model of the ionospheric topside electron density // *Adv. Space Res.* 2004. V. 34. No. 9. P. 2016–2020.
- [Depueva et al., 2005] *Depueva A. H., Mikhailov A. V., Depuev V. H.* Quiet time F2-layer disturbances at geomagnetic equator // *Intern. J. Geomag. Aeronom.* 2005. V. 5. GI3001. doi: 10.1029/2004GI000071.
- [Farelo et al., 2002] *Farelo A. F., Herraiz M., Mikhailov A. V.* Global morphology of night-time NmF2 enhancements // *Ann. Geophys.* 2002. V. 20. No. 11. P. 1795–1806.
- [Garbatsevich et al., 2001] *Garbatsevich A. V., Deminov M. G., Deminov R. G., Sitnov Yu. S.* Dependence of foF2 long-term changes on solar activity and longitude // *Adv. Space Res.* 2001. V. 28. No. 7. P. 1017–1022.
- [Gulyaeva, 2003] *Gulyaeva T. L.* Variation in the half width of the topside ionosphere according to the observations by space ionosondes ISIS 1, ISIS 2, and IK 19 // *Intern. J. Geomag. Aeronomy.* 2003. V. 4. No. 3. P. 201–207.
- [Gulyaeva, Bilitza, 2012] *Gulyaeva T. L., Bilitza D.* Towards ISO Standard Earth Ionosphere and Plasmasphere Model // *New Developments in the Standard Model* / Ed. R. J. Larsen. N. Y.: NOVA Sci. Pub., 2012. P. 1–39.
- [Gulyaeva, Gallagher, 2007] *Gulyaeva T. L., Gallagher D. L.* Comparison of two IRI electron-density plasmasphere extensions with GPS-TEC observations // *Adv. Space Res.* 2007. V. 39. No. 5. P. 744–749.

- [Gulyaeva, Stanislawska, 2005] *Gulyaeva T. L., Stanislawska I.* Night-day imprints of ionospheric slab thickness during geomagnetic storms // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2005. V. 67. P. 1307–1314.
- [Gulyaeva, Stanislawska, 2008] *Gulyaeva T. L., Stanislawska I.* Derivation of a planetary ionospheric storm index // *Ann. Geophys.* 2008. V. 26. No. 9. P. 2645–2648.
- [Gulyaeva, Stanislawska, 2010] *Gulyaeva T. L., Stanislawska I.* Magnetosphere associated storms and autonomous storms in the ionosphere-plasmasphere environment // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2010. V. 72. P. 90–96.
- [Gulyaeva, Titheridge, 2006] *Gulyaeva T. L., Titheridge J. E.* Advanced specification of electron density and temperature in the IRI ionosphere-plasmasphere model // *Adv. Space Res.* 2006. V. 38. No. 11. P. 2587–2595.
- [Gulyaeva, Veselovsky, 2012] *Gulyaeva T., Veselovsky I. S.* Two-phase storm profile of global electron content in the ionosphere and plasmasphere of the Earth // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. A09325. doi: 10.1029/2012JA018017.
- [Gulyaeva et al., 2002a] *Gulyaeva T. L., Huang X., Reinisch B. W.* The ionosphere-plasmasphere model software for ISO // *Acta Geodaet. Geophys. Hungarica.* 2002. V. 37. No. 2-3. P. 143–152.
- [Gulyaeva et al., 2002b] *Gulyaeva T. L., Huang X., Reinisch B. W.* Plasmaspheric extension of topside electron density profiles // *Adv. Space Res.* 2002. V. 29. No. 6. P. 825–831.
- [Gulyaeva et al., 2009] *Gulyaeva T. L., Arikani F., Delay S.* Scale factor mitigating non-compliance of double frequency altimeter measurements of the ionospheric electron content over the oceans with GPS-TEC maps // *Earth, Planets and Space.* 2009. V. 61. P. 1103–1109.
- [Gulyaeva et al., 2011] *Gulyaeva T. L., Arikani F., Stanislawska I.* Inter-hemispheric imaging of the ionosphere with the upgraded IRI-Plas model during the space weather storms // *Earth, Planets and Space.* 2011. V. 63. No. 8. P. 929–939.
- [Gulyaeva et al., 2013] *Gulyaeva T. L., Arikani F., Hernandez-Pajares M., Stanislawska I.* GIM-TEC adaptive ionospheric weather assessment and forecast system // *J. Atmosph. Solar-Terr. Phys.* 2013. V. 102. P. 329–340.
- [Karpachev, Gasilov, 2001] *Karpachev A. T., Gasilov N. A.* Zonal and meridional wind components derived from Intercosmos 19 hmF2 measurements // *Adv. Space Res.* 2001. V. 27. No. 6/7. P. 1245–1252.
- [Karpachev et al., 1995] *Karpachev A. T., Deminova G. F., Pulinets S. A.* Ionospheric changes in response to IMF variations // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1995. V. 57. No. 12. P. 1415–1432.
- [Karpachev et al., 1996] *Karpachev A. T., Deminov M. G., Afonin V. V.* Model of the mid-latitude ionospheric trough on the base of Cosmos-900 and Intercosmos-19 satellites data // *Adv. Space Res.* 1996. V. 18. No. 6. P. 221-230.
- [Karpachev et al., 1998] *Karpachev A. T., Deminov M. G., Afonin V. V.* Two branches of daytime winter ionospheric trough according to Cosmos-900 data at F2-layer heights // *Adv. Space Res.* 1998. V. 22. No. 6. P. 877–882.
- [Karpachev et al., 2003] *Karpachev A. T., Deminova G. F., Depuev V. H., Kochenova N. A.* Diurnal variations of the peak electron density distribution pattern at low latitudes derived from Intercosmos-19 topside sounding data // *Adv. Space Res.* 2003. V. 31. No. 3. P. 521–530.
- [Karpachev et al., 2007] *Karpachev A. T., Deminova G. F., Beloff N., Carozzi T. D., Denisenko P. F., Karhunen T., Lester M.* Global pattern of the ionospheric response to large-scale internal gravity waves // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2007. V. 69. No. 8. P. 906–924.
- [Karpachev et al., 2010] *Karpachev A. T., Beloff N., Carozzi T. D., Denisenko P. F., Karhunen T., Lester M.* Detection of large scale TIDs associated with dayside cusp using SuperDARN data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2010. V. 72. No. 9/10. P. 653–661.

- [Karpachev et al., 2011] *Karpachev A. T., Deminova G. F., Beloff N., Carozzi T. D., Denisenko P. F., Lester M., Karhunen T.* Asymmetric response of the topside ionosphere to large-scale IGW generated during the November 30, 1979, substorm // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2011. V. 73. No. 5-6. P. 567–577.
- [Karpachev et al., 2012] *Karpachev A. T., Klimenko M. V., Klimenko V. V., Zhbankov G. A., Telegin V. A.* Latitudinal structure of the equatorial F3 layer based on Intercosmos-19 topside sounding data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2012. V. 77. P. 186–193.
- [Karpachev et al., 2013] *Karpachev A. T., Klimenko M. V., Klimenko V. V., Kuleshova V. P.* Statistical study of the F3 layer characteristics retrieved from Intercosmos-19 satellite data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2013. V. 103. P. 121–128.
- [Lastovicka et al., 2006] *Lastovicka J., Mikhailov A. V., Ulich T.* et al. Long-term trends in foF2: A comparison of various methods // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2006. V. 68. P. 1854–1870.
- [Lee et al., 2002] *Lee J. J., Min K. W., Kim V. P., Hegai V. V., Oyama K. I., Rich F. J., Kim J.* Large density depletions in the nighttime upper ionosphere during the magnetic storm of July 15, 2000 // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. 1032. doi: 10.1029/2001GL013991.
- [Lobzin, Pavlov, 1999] *Lobzin V. V., Pavlov A. V.* Correlations between SAR arc intensity and solar and geomagnetic activity // *Ann. Geophys.* 1999. V. 17. No. 6. P. 770–781.
- [Lobzin, Pavlov, 2002a] *Lobzin V. V., Pavlov A. V.* G condition in the F2 region peak electron density: a statistical study // *Ann. Geophys.* 2002a. V. 20. No. 4. P. 523–537.
- [Lobzin, Pavlov, 2002b] *Lobzin V. V., Pavlov A. V.* Solar zenith angle dependencies of F1-layer, NmF2 negative disturbance, and G-condition occurrence probabilities // *Ann. Geophys.* 2002. V. 20. No. 11. P. 1821–1836.
- [Mikhailov, 2000] *Mikhailov A. V.* Ionospheric F2-layer storms // *Fisica de la Tierra.* 2000. V. 12. P. 223–262.
- [Mikhailov, 2001] *Mikhailov A. V., Schlegel K.* Equinoctial transitions in the ionosphere and thermosphere // *Ann. Geophys.* 2001. V. 19. No. 7. P. 783–796.
- [Mikhailov, 2002] *Mikhailov A. V.* The geomagnetic control concept of the F2-layer parameter long-term trends // *Phys. Chem. Earth.* 2002. V. 27. P. 595–606.
- [Mikhailov, 2006a] *Mikhailov A. V.* Ionospheric long-term trends: Can the geomagnetic control and the greenhouse hypotheses be reconciled? // *Ann. Geophys.* 2006. V. 24. No. 10. P. 2533–2541.
- [Mikhailov, 2006b] *Mikhailov A. V.* Trends in the ionospheric E-region // *Phys. Chem. Earth.* 2006. V. 31. P. 22–23.
- [Mikhailov, 2008] *Mikhailov A. V.* Ionospheric F1 layer long-term trends and the geomagnetic control concept // *Ann. Geophys.* 2008. V. 26. No. 12. P. 3793–3803.
- [Mikhailov, de la Morena, 2003] *Mikhailov A. V., de la Morena B. A.* Long-term trends of foE and geomagnetic activity variations // *Ann. Geophys.* 2003. V. 21. No. 3. P. 751–760.
- [Mikhailov, Forster, 1999] *Mikhailov A. V., Forster M.* Some F2-layer effects during the January 06-11, 1997 CEDAR storm period as observed with the Millstone Hill incoherent scatter facility // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1999. V. 61. P. 249–261.
- [Mikhailov, Kofman, 2001] *Mikhailov A. V., Kofman W.* An interpretation of ion composition diurnal variation deduced from EISCAT observations // *Ann. Geophys.* 2001. V. 19. P. 351–358.
- [Mikhailov, Leschinskaya, 2011] *Mikhailov A. V., Leschinskaya T. Y.* Ionospheric altitude profiles in the main ionospheric trough as observed by field-aligned EISCAT incoherent scatter radar observations // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2011. V. 73. No. 4. C. 488–498.
- [Mikhailov, Lilensten, 2004] *Mikhailov A. V., Lilensten J.* A revised method to extract thermospheric parameters from incoherent scatter observations // *Ann. Geophys., Supp.*, 2004. V. 47. No. 2/3. P. 985–1008.

- [Mikhailov, Marin, 2000] *Mikhailov A. V., Marin D.* Geomagnetic control of the foF2 long-term trends // *Ann. Geophys.* 2000. V. 18. No. 6. P. 653–665.
- [Mikhailov, Marin, 2001] *Mikhailov A. V., Marin D.* An interpretation of the foF2 and hmF2 long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept // *Ann. Geophys.* 2001. V. 19. No. 7. P. 733–748.
- [Mikhailov, Perrone, 2011] *Mikhailov A. V., Perrone L.* On the mechanism of seasonal and solar cycle NmF2 variations: A quantitative estimate of the main parameters contribution using incoherent scatter radar observations // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. A03319. doi: 10.1029/2010JA016122.
- [Mikhailov, Schlegel, 1997] *Mikhailov A. V., Schlegel K.* Self-consistent modeling of the daytime electron density profile in the ionospheric F-region // *Ann. Geophys.* 1997. V. 15. P. 314–326.
- [Mikhailov, Schlegel, 2003] *Mikhailov A. V., Schlegel K.* Geomagnetic storm effects at F1-layer heights from incoherent scatter observations // *Ann. Geophys.* 2003. V. 21. No. 2. P. 583–596.
- [Mikhailov et al., 2000a] *Mikhailov A. V., Leschinskaya T. Y., Forster M.* Morphology of NmF2 nighttime increases in the Eurasian sector // *Ann. Geophys.* 2000. V. 18. No. 6. P. 618–628.
- [Mikhailov et al., 2000b] *Mikhailov A. V., Forster M., Leschinskaya T. Y.* On the mechanism of the post-midnight winter NmF2 enhancements: dependence on solar activity // *Ann. Geophys.* 2000. V. 18. No. 11. P. 1422–1434.
- [Mikhailov et al., 2002] *Mikhailov A. V., Marin D., Leschinskaya T. Yu., Herraiz M.* A revised approach to the foF2 long-term trends analysis // *Ann. Geophys.* 2002. V. 20. No. 10. P. 1663–1675.
- [Mikhailov et al., 2004] *Mikhailov A. V., Depueva A. Kh., Leschinskaya T. Yu.* Morphology of quiet time F2-layer disturbances: High to lower latitudes // *Intern. J. Geomag. Aeronom.* 2004. V. 5. G11006. doi: 10.1029/2003GI000058.
- [Mikhailov et al., 2007a] *Mikhailov A. V., Depuev V. H., Depueva A. H.* Synchronous NmF2 and NmE daytime variations as a key to the mechanism of quiet-time F2-layer disturbances // *Ann. Geophys.* 2007. V. 25. No. 2. P. 483–493.
- [Mikhailov et al., 2007b] *Mikhailov A. V., Depuev V. H., Depueva A. H.* Daytime F2-layer negative storm effect: what is the difference between storm-induced and Q-disturbance events? // *Ann. Geophys.* 2007. V. 25. No. 7. P. 1531–1541.
- [Mikhailov et al., 2009] *Mikhailov A. V., Depueva A. H., Depuev V. H.* Quiet time F2-layer disturbances: seasonal variations of the occurrence in the daytime sector // *Ann. Geophys.* 2009. V. 27. P. 329–337.
- [Mikhailov et al., 2012a] *Mikhailov A. V., Perrone L., Smirnova N. V.* Two types of positive disturbances in the daytime mid-latitude F2-layer: Morphology and formation mechanisms // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012. V. 81–82. P. 59–75.
- [Mikhailov et al., 2012b] *Mikhailov A. V., Belehaki A., Perrone L., Zolesi B., Tsagouri I.* Retrieval of thermospheric parameters from routine ionospheric observations: assessment of method's performance at mid-latitudes daytime hours // *J. Space Weather Clim.* 2012. V. 2. A03. doi: 10.1051/swsc/2012002.
- [Mikhailov et al., 2013] *Mikhailov A., Belehaki A., Perrone L., Zolesi B., Tsagouri I.* Retrieval of thermospheric parameters from routinely observed F2-layer Ne(h) profiles at the geomagnetic equator // *J. Space Weather Clim.* 2013. V. 3. A15. doi: 10.1051/swsc/2013038.
- [Nava et al., 2001] *Nava B., Radicella S. M., Pulnests S., Depuev V.* Modelling bottom and topside electron density and TEC with profile data from topside ionograms // *Adv. Space Res.* 2001. V. 27. No. 1. P. 31–34.
- [Park et al., 2003] *Park J., Min K. W., Lee J.-J., Kil H., Kim V. P., Kim H.-J., Lee E., Lee D. Y.* Plasma blob events observed by KOMPSAT-1 and DMSP F15 in the low

- latitude nighttime upper ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. 2114. doi: 10.1029/2003GL018249.
- [Park et al., 2005] *Park J., Min K. W., Kim V. P., Kil H., Lee J.-J., Kim H.-J., Lee E., Lee D. Y.* Global distribution of equatorial plasma bubbles in the premidnight sector during solar maximum as observed by KOMPSAT-1 and Defense Meteorological Satellite Program F15 // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. A07308. doi: 10.1029/2004JA010817.
- [Park et al., 2008a] *Park J., Min K. W., Kim V. P., Kil H., Su S.-Y., Chao C. K., Lee J.-J.* Equatorial plasma bubbles with enhanced ion and electron temperatures // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. A09318. doi: 10.1029/2008JA013067.
- [Park et al., 2008b] *Park J., Min K. W., Kim V. P., Kil H., Kim H. J., Lee J. J., Hairston M.* Statistical description of low-latitude plasma blobs as observed by DMSP F15 and KOMPSAT-1 // *Adv. Space Res.* 2008. V. 41. No. 4. P. 650–654.
- [Pavlov, 1994] *Pavlov A. V.* The role of vibrationally excited nitrogen in the formation of the mid-latitude negative ionospheric storms // *Ann. Geophys.* 1994. V. 12. No. 6. P. 554–564.
- [Pavlov, 1996] *Pavlov A. V.* Mechanisms of the electron density depletion in the SAR arc region // *Ann. Geophys.* 1996. V. 14. No. 2. P. 211–221.
- [Pavlov, 1997] *Pavlov A. V.* Subauroral red arcs as a conjugate phenomenon: comparison of OVI-10 satellite data with numerical calculations // *Ann. Geophys.* 1997. V. 15. No. 8. P. 984–998.
- [Pavlov, 1998a] *Pavlov A. V.* New electron energy transfer rates for vibrational excitation of  $N_2$  // *Ann. Geophys.* 1998. V. 16. No. 2. P. 176–182.
- [Pavlov, 1998b] *Pavlov A. V.* New electron energy transfer and cooling rates by excitation of  $O_2$  // *Ann. Geophys.* 1998. V. 16. No. 8. P. 1007–1013.
- [Pavlov, 2003] *Pavlov A. V.* New method in computer simulations of electron and ion densities and temperatures in the plasmasphere and low-latitude ionosphere // *Ann. Geophysicae.* 2003. V. 20. No. 7. P. 1601–1628.
- [Pavlov, 2012] *Pavlov A. V.* Ion chemistry of the ionosphere at the E- and F-region altitudes: A review // *Surveys in Geophysics.* 2012. V. 33. No. 5. P. 1133–1172.
- [Pavlov, 2013] *Pavlov A. V.* Photochemistry of ions at D-region altitudes of the ionosphere: A review // *Surveys in Geophysics.* 2013. doi: 10.1007/s10712-013-9253-z.
- [Pavlov, Abe, 2000] *Pavlov A. V., Abe T., Oyama K.-I.* Comparison of the measured and modeled electron densities and temperatures in the ionosphere and plasmasphere during 20–30 January 1993 // *Ann. Geophys.* 2000. V. 18. No. 10. P. 1257–1272.
- [Pavlov, Berrington, 1999] *Pavlov A. V., Berrington K. A.* Cooling rate of thermal electrons by electron impact excitation of fine structure levels of atomic oxygen // *Ann. Geophys.* 1999. V. 17. No. 7. P. 919–924.
- [Pavlov, Buonsanto, 1996] *Pavlov A. V., Buonsanto M. J.* Using steady state vibrational temperatures to model effects of  $N_2^*$  on calculations of electron densities // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. No. A12. P. 26941–26945.
- [Pavlov, Buonsanto, 1997] *Pavlov A. V., Buonsanto M. J.* Comparison of model electron densities and temperatures with Millstone Hill observations during undisturbed periods and the geomagnetic storms of 16–23 March and 6–12 April 1990 // *Ann. Geophys.* 1997. V. 15. No. 8. P. 327–344.
- [Pavlov, Buonsanto, 1998] *Pavlov A. V., Buonsanto M. J.* Anomalous electron density events in the quiet summer ionosphere at solar minimum over Millstone Hill // *Ann. Geophys.* 1998. V. 16. No. 4. P. 460–469.
- [Pavlov, Foster, 2001] *Pavlov A. V., Foster J. C.* Model/data comparison of F region ionospheric perturbation over Millstone Hill during the severe geomagnetic storm of 15–16 July, 2000 // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. No. 12. P. 29,051–29,070.

- [Pavlov, Fukao, 2007] *Pavlov A. V., Fukao S.* The ionospheric F2 region at low geomagnetic latitudes during the geomagnetic storms of 22–26 April 1990: Comparison of observed and modeled response // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2007. V. 69. No. 7. P. 835–859.
- [Pavlov, Pavlova, 2004] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Comparison of the measured and modeled electron densities and temperatures in the ionosphere and plasmasphere during 14–16 May 1991 // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2004. V. 66. No. 1. P. 89–104.
- [Pavlov, Pavlova, 2005] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Causes of the mid-latitude NmF2 winter anomaly at solar maximum // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2005. V. 67. No. 10. P. 862–877.
- [Pavlov, Pavlova, 2009] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Anomalous variations of NmF2 over the Argentine Islands: A statistical study // *Ann. Geophys.* 2009. V. 27. No. 4. P. 1363–1375.
- [Pavlov, Pavlova, 2011a] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Comparison of modeled electron densities and electron and ion temperatures with Arecibo observations during undisturbed and geomagnetic storm periods of 7–11 September 2005 // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. A03301. doi: 10.1029/2010JA016067.
- [Pavlov, Pavlova, 2011b] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Diffusion correction and thermal diffusion factors of ions in the ionosphere and plasmasphere // *Adv. Space Res.* 2011. V. 47. No. 11. P. 1965–1978.
- [Pavlov, Pavlova, 2013a] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Comparison of NmE measured by the Boulder ionosonde with model predictions near the spring equinox // *J. Atmosph. Sol.-Terr. Phys.* 2013. V. 102. P. 39–47.
- [Pavlov, Pavlova, 2013b] *Pavlov A. V., Pavlova N. M.* Variations in statistical parameters of the NmF2 equinoctial asymmetry with latitude and solar activity near noon // *Adv. Space Res.* 2013. V. 51. No. 11. P. 2018–2034.
- [Pavlov et al., 1999] *Pavlov A. V., Buonsanto M. J., Schlesier A. C., Richards P. G.* Comparison of models and data at Millstone Hill during the 5–11 June 1991 storm // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1999. V. 61. No. 3–4. P. 263–279.
- [Pavlov et al., 2000] *Pavlov A. V., Abe T., Oyama K.-I.* Comparison of the measured and modeled electron densities and temperatures in the ionosphere and plasmasphere during 20–30 January 1993 // *Ann. Geophys.* 2000. V. 18. No. 10. P. 1257–1272.
- [Pavlov et al., 2001] *Pavlov A. V., Abe T., Oyama K.-I.* Comparison of the measured and modeled electron densities and temperatures in the ionosphere and plasmasphere during the period of 25–29 June 1990 // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2001. V. 63. No. 6. P. 605–616.
- [Pavlov et al., 2010] *Pavlov A. V., Pavlova N. M., Makarenko S. F.* A statistical study of the mid-latitude NmF2 winter anomaly // *Adv. Space Res.* 2010. V. 45. No. 3. P. 374–385.
- [Schunk, Nagy, 2009] *Schunk R. W., Nagy A. E.* Ionospheres: physics, plasma physics, and chemistry. Cambridge: University Press, 2009. 628 p.
- [Sidorova, Filippov, 2012] *Sidorova L. N., Filippov S. V.* Topside ionosphere He<sup>+</sup> density depletions: Seasonal/longitudinal occurrence probability // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2012. V. 86. P. 83–91.

## THE EARTH IONOSPHERE: REGULARITIES AND MECHANISMS

*M. G. Deminov*

Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation  
of Russian Academy of Sciences (IZMIRAN)

The results of investigations of the Earth ionosphere fulfilled in IZMIRAN for the recent 25 years are delivered. The emphasis is on the results of searching for regularities of the space-time distribution of the ionospheric parameters and possible reasons of these regularities on the basis of both experimental data analysis and computer simulation. The established regularities and properties of the ionospheric large-scale structure, ionospheric disturbances, ionospheric variability, and long-term changes in the ionosphere are described. It is shown also how the ionospheric parameters can be used for determining the thermospheric parameters.

*Keywords:* ionosphere, regularity, mechanism, structure, disturbance, variability, long-term change.

---

**Deminov** Marat Garunovich — head of laboratory, doctor of physical and mathematical sciences, professor, deminov@izmiran.ru