

УДК 550.388.2

МОРФОЛОГИЯ И ПРИЧИНЫ АНОМАЛИИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА

© 2011 г. А. Т. Карпачев, Н. А. Гасилов, О. А. Карпачев

Учреждение РАН Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, Троицк (Московская обл.)

e-mail: karp@izmiran.ru

Поступила в редакцию 14.04.2010 г.

После доработки 12.06.2010 г.

По данным спутника Интеркосмос-19 в южном полушарии выделена зона аномальных суточных вариаций $foF2$, которая характеризуется превышением ночных значений $foF2$ над дневными. В англоязычной литературе она обычно определяется как аномалия моря Уэдделла (Weddell sea anomaly, WSA). Аномалия наблюдается в условиях местного лета, т.е. в период зимнего солнцестояния. Аномалия занимает долготы западного полушария $180\text{--}360^\circ$ E, широты $40\text{--}80^\circ$ S, максимальный эффект (до ~ 5 МГц) наблюдается на долготах $255\text{--}315^\circ$ E и широтах $60\text{--}70^\circ$ S ($50\text{--}55^\circ$ IЛAT). Аномалия наблюдается при всех уровнях солнечной активности. На основе расчетов и качественного анализа рассмотрены причины образования аномалии. Для этого детально проанализированы долготные вариации параметров ионосферы и термосферы в южном полушарии для околополуночных и околополуночных условий. Анализ показывает, что днем $foF2$ понижена в западном полушарии по сравнению с восточным, а ночью наоборот — сильно повышена, что и приводит к аномальным суточным вариациям $foF2$. Такой характер долготного эффекта определяется в основном вертикальным дрейфом плазмы под действием нейтрального ветра и солнечной ионизацией. Рассмотрены также и другие причины: состав и температура атмосферы, потоки из плазмосферы, электрические поля, высыпания частиц, связь с экваториальной аномалией и главным ионосферным провалом.

1. ВВЕДЕНИЕ

На ионосферных станциях Halley Bay (75.6° S, 333.4° E, 65.8° GMLAT) и Argentine Island (65.3° S, 295.7° E, 53.8° GMLAT) довольно давно было обнаружено аномальное поведение $foF2$ — во время декабрьского солнцестояния, т.е. в период местного лета, ночные значения превышают дневные [Bellchambers and Piggott, 1958; Pendorf, 1965; Dungey, 1961; Clilverd et al., 1991]. По названию ближайшего моря этот эффект был назван “аномалия моря Уэдделла” (Weddell Sea Anomaly, WSA). Поскольку других ионосферных станций рядом нет, выделить зону аномалии и определить, насколько она связана с морем Уэдделла долгое время не представлялось возможным. Область, в которой при низкой солнечной активности в летнем южном полушарии ночью наблюдаются повышенные значения полного содержания электронов (TEC) была впервые определена в эксперименте TOPEX/Poseidon [Horvath and Essex, 2003]. Она оказалась значительно шире моря Уэдделла, так что авторы даже предлагали назвать явление “аномалия моря Беллинсгаузена”. На самом деле эта область занимает очень широкий диапазон долгот от 200 до 300° E и широт по крайней мере до 66° S. Максимальные значения TEC по данным TOPEX наблюдались в интервале долгот $250\text{--}270^\circ$ E и широт $50\text{--}60^\circ$ S. Затем исследования характеристик WSA были продолжены по данным TOPEX/Poseidon для всех уровней солнечной активности и всех сезонов [Horvath, 2006; Jee et al.,

2009], по данным прямых измерений N_1 на высоте спутника DMSP 850 км [Horvath and Lovell, 2009a], а также по данным затменных измерений на спутниках эксперимента COSMIC [Burns et al., 2008; Lin et al., 2009; He et al., 2009]. Было показано, что аномальные суточные вариации электронной концентрации наблюдаются в течение всего зимнего солнцестояния — с ноября по февраль. Максимального развития WSA достигает в околополуночные часы, аномально высокие значения Ne в области аномалии существуют до утра. WSA, по-видимому, более ярко выражена в минимуме солнечной активности, чем в максимуме. По 3-мерным данным COSMIC/Formosat-3 для декабря 2007 г., т.е. для низкой солнечной активности, область повышенных значений Ne в южном летнем полушарии для 22 LT находилась в пределах $180\text{--}360^\circ$ по долготе и $55\text{--}90^\circ$ S по широте с максимумом около 270° E, 60° S [Lin et al., 2009]. Максимальные значения Ne достигались на высоте 300 км, отметим, однако, что это гораздо ниже максимума слоя $F2$ для рассматриваемых условий, как будет показано ниже по данным ИК-19. Таким образом, морфология WSA более или менее представлена по данным разных экспериментов, хотя эти данные зачастую противоречат друг другу и требуют дополнительной проверки. Сказанное относится ко всем вариациям в области аномалии — суточным, сезонным, в цикле солнечной активности, с высотой, долготой и широтой.

Гораздо хуже дело обстоит с пониманием механизма образования аномалии. Для объяснения WSA выдвигался целый ряд причин: ионизация солнечным излучением и ветер нейтральной атмосферы [Dudenev and Piggott, 1978], перенос плазмы с дневной стороны высокоширотной конвекцией [Pendorf, 1965], склонение, наклонение и расходимость силовых линий магнитного поля [Horvath and Essex, 2003; Horvath, 2006], большая разница между географическим и геомагнитным полюсами [Lin et al., 2009], горизонтальные потоки плазмы в области Южно-атлантической геомагнитной аномалии [Horvath and Lovell, 2009a], приток плазмы из плазмосферы [Burns et al., 2008], тесная связь с экваториальной аномалией [Burns et al., 2008; Lin et al., 2009], высыпания частиц [Pavlov and Pavlova, 2007], электрические поля [Burns et al., 2009; Horvath, Lovell, 2009b]. Мало того, в работе [Horvath and Lovell, 2009a] главный ионосферный провал на долготах WSA наблюдался экваториальнее ее, так что аномалия, согласно [Pendorf, 1965], оказывается в области действия конвекции высокоширотной плазмы.

Такой большой список причин свидетельствует о том, что о единой, общепринятой точке зрения на формирование WSA пока говорить не приходится. Поэтому главной целью данной работы является анализ причин аномалии на основе количественных расчетов и качественных рассуждений, основанных на этих расчетах. Причины аномального поведения ионосферы будут исследованы при помощи аналитической модели ионосферы, на основе методики, разработанной в работе [Карпачев и др., 2010]. Экспериментальной основой работы являются данные внешнего зондирования ($NmF2$ и $hmF2$) на спутнике Интеркосмос-19 (ИК-19). Данные затменных наблюдений на COSMIC в принципе позволяют определить параметры максимума слоя $F2$ [Burns et al., 2008]. Однако авторы работы потратили немало усилий на доказательство адекватности полученного распределения $NmF2$. Большой массив данных спутника ИК-19, полученный за последнее время, позволяет получать адекватное глобальное распределение $NmF2$ и $hmF2$ для любых условий, в том числе и для условий, при которых существует WSA. Однако они были получены для высокой солнечной активности, поэтому для проверки адекватности и для полноты картины будет проведено сравнение с данными, полученными для низкой солнечной активности на спутнике CHAMP.

2. ОБЛАСТЬ АНОМАЛЬНЫХ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ В ЛЕТНЕМ ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ

На рисунке 1а приведено глобальное распределение $foF2$ в летнем южном полушарии, полученное по данным спутника ИК-19 в периоды зимних солнцестояний 1979/80 и 1980/81 г. с 15 ноября по

15 февраля. Они относятся к высокой солнечной активности ($F10.7 = 170-230$) и спокойным геомагнитным условиям ($Kp \leq 3$). Всего было использовано около 400 пролетов ИК-19 в южном полушарии, или 12.000 значений $foF2$. Данные довольно равномерно распределены по долготе и местному времени, так что на интервал местного времени 2 часа, для которого строились LT-карты, приходится около 1000 значений $foF2$. Распределение $foF2$ на рис. 1а построено для интервала местного времени 00–02 LT, когда аномалия проявляется наиболее ярко. Основной особенностью распределения электронной концентрации на рис. 1а являются чрезвычайно высокие значения $foF2$ (до 12 МГц) на высоких широтах в долготном секторе 240–300°. Они главным образом и определяют наличие аномалии. Чтобы показать это, сравним распределение $foF2$ для послеполуночных часов на рис. 1а с распределением для околополуночных часов местного времени (11–13 LT) – рис. 1б. Из рис. 1б видно, что днем на высоких широтах в долготном секторе 240–300° значения $foF2$ не превышают 8 МГц, что на ~4 МГц ниже, чем ночью.

Распределение $foF2$ в области WSA для высокой солнечной активности по данным ИК-19 получено впервые, поскольку данные эксперимента COSMIC относятся к условиям низкой солнечной активности. Данные ИК-19 на рис. 1 и данные COSMIC, представленные в работах [Burns et al., 2008; Lin et al., 2009], сравнивать довольно трудно. Поэтому сравним данные ИК-19 с данными спутника CHAMP для низкой солнечной активности. CHAMP функционирует с 2000 г. до настоящего времени и его данные доступны в Интернет на сайте: <http://op.gfz-potsdam.de/champ>. CHAMP проводит измерения электронной концентрации на высоте 370 км, которая находится вблизи высоты максимума слоя $F2$ в ночных условиях. Эти измерения приводились к высоте слоя $F2$ по модели IRI [Bilitza and Reinisch, 2008], так что фактически мы опять же имеем дело с распределением $NmF2$ ($foF2$). Для сравнения с ИК-19 были отобраны данные, полученные на спутнике CHAMP с 22 декабря 2005 г. по 3 января 2006 г. Данные относятся к околополуночным (00–01 LT), спокойным ($Kp < 3$) условиям низкой солнечной активности ($F_{10.7} = 85-95$). Всего было использовано около 150-ти пролетов CHAMP, удовлетворяющих этим условиям. Распределение электронной концентрации, полученное для низкой солнечной активности представлено на рис. 1в. Для удобства сравнения оно представлено в терминах критической частоты слоя $F2$.

Как и следовало ожидать, сравнение рис. 1а и рис. 1в показывает, что средний уровень электронной концентрации при низкой солнечной активности намного меньше, чем при высокой солнечной активности. Однако основные характеристики глобального распределения электронной концентрации, несмотря на сильные различия в солнечной активности, практически идентичны. Это касается

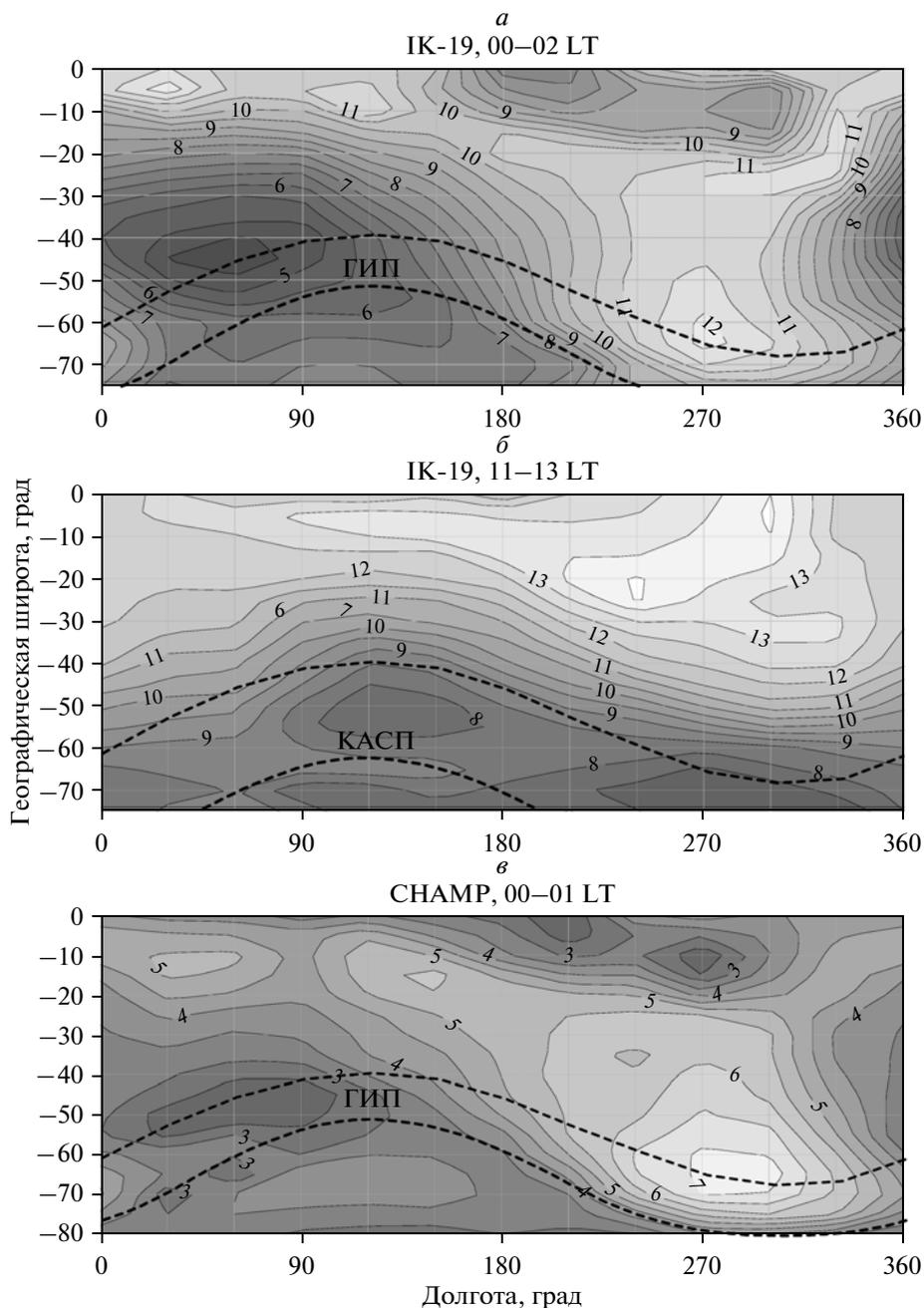


Рис. 1. Глобальное распределение $foF2$ в летнем южном полушарии по данным ИК-19 для 00–02 LT (а) и 11–13 LT (б), а также по данным SHAMP для 00–01 LT (в). Верхние штриховые кривые соответствуют 52.5° PLAT, нижние штриховые кривые на рис. 1а и рис. 1в показывают положение минимума ГИП, а на рис. 1б – экваториальной границы дневного каспа.

локализации минимумов и максимумов, положения гребня экваториальной аномалии, долготных вариаций концентрации, и самое главное – аномально высокой концентрации на широтах $60\text{--}70^\circ$ S и долготах $270\text{--}300^\circ$. Сказанное справедливо и для околополуденных часов (эти данные на рис. 1 не приведены). Следовательно, характеристики аномалии, во всяком случае ее локализация, практически не зависят от уровня солнечной активности.

Штриховыми кривыми на рис. 1 показано положение инвариантной широты 52.5° PLAT. Прослеживая долготные изменения $foF2$ можно отметить, что они имеют как при высокой, так и при низкой солнечной активности максимальную амплитуду примерно на этой широте. Аномалия также сильнее проявляется в геомагнитной системе координат, чем в географической. Поэтому на рис. 2а приведены суточные вариации $foF2$ для фиксированной

широты 52.5° ПЛАТ, полученные усреднением данных ИК-19 в “нормальном” долготном секторе 30–60° и в аномальном секторе 240–270°. Суточные вариации $foF2$ в этих секторах имеют противоположный характер – обычный в секторе 30–60° и необычный в секторе 240–270°, в котором ночные значения превышают дневные. При этом околополуденные значения $foF2$ на разных долготах различаются примерно на 2 МГц, а ночные на целых 7 МГц. Таким образом, аномальное поведение ионосферы характеризуется, в основном, резким увеличением ночной ионизации на долготах западного полушария. Наконец штрих-пунктирная кривая представляет долготный сектор 180–210°. Суточные вариации в этом секторе также имеют специфический характер – во второй половине дня $foF2$ практически не изменяется, и только утром, в 04 LT наблюдается небольшой локальный минимум.

Рассмотрим поведение параметров максимума слоя $F2$ с долготой. На рис. 2б представлены долготные вариации $foF2$ на фиксированной широте 52.5° ПЛАТ для околополуденных и околополуночных часов местного времени. Хорошо видно, что в восточном полушарии дневные значения $foF2$ больше ночных, а в западном полушарии – наоборот, меньше. Таким образом, обсуждение аномальных суточных вариаций $foF2$ можно перевести в плоскость сильных вариаций с долготой. Сказанное, в общем, относится и к высоте максимума слоя $F2$ – рис. 2в. На долготах западного полушария ночные значения $hmF2$ гораздо больше дневных, а на долготах 30–100° они несколько ниже дневных значений.

Выделим область аномального поведения летней ионосферы (в терминах инвариантной широты). Для этого на всех широтах и долготах южного полушария определим разницу между значениями $foF2$ для послеполуночных (00–02 LT) и околополуденных (11–13 LT) часов местного времени. Область, где эта разница положительная отображена на рис. 3. Она занимает на высоких широтах все западное полушарие. При этом максимум эффекта наблюдается в долготном секторе 255–315° на широтах 49–56° ПЛАТ. Для сравнения на рис. 3 приведено примерное положение моря Уэдделла. Аномальная зона гораздо больше и моря Уэдделла, и моря Беллингаузена, и, безусловно, не связана с ними. Таким образом, название “аномалия моря Уэдделла” затемняет суть проблемы и поэтому является не совсем удачным. На наш взгляд лучше говорить об “области аномальных суточных вариаций электронной концентрации” или сокращенно АСВК.

3. ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ АНОМАЛИИ

Попытаемся понять причины АСВК. Для этого рассмотрим долготные вариации параметров ионосферы и термосферы, поскольку именно разница по долготе определяет наличие аномалии. Это в

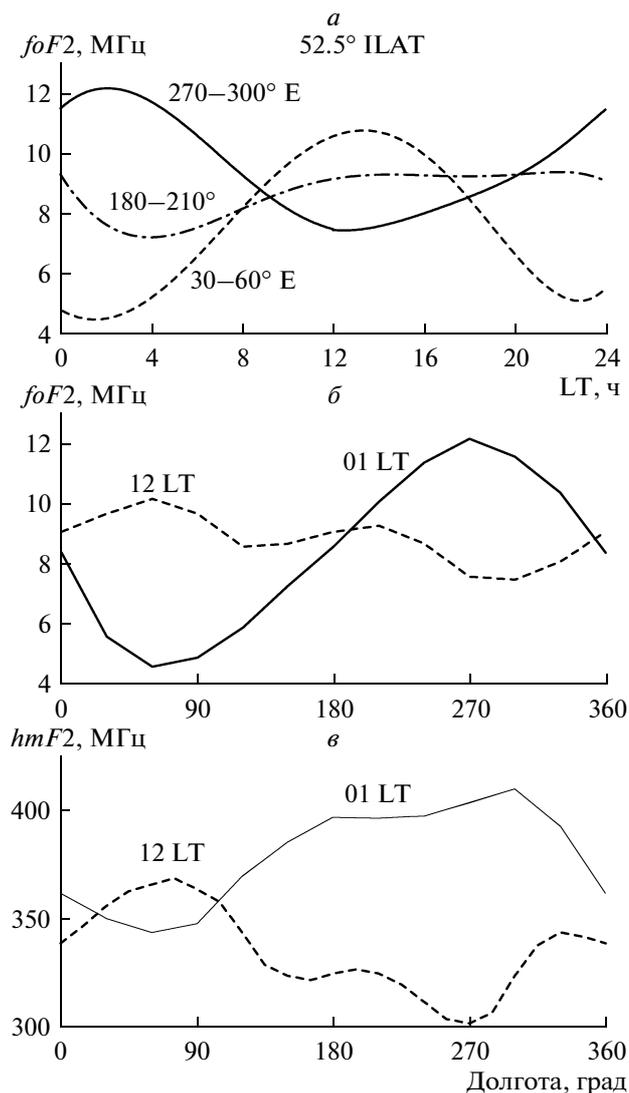


Рис. 2. Суточные вариации $foF2$ в разных долготных секторах (а); долготные вариации $foF2$ (б) и $hmF2$ (в) для 12 LT и 01 LT на широте 52.5° ПЛАТ.

особенности относится к ночным условиям. Долготный эффект (ДЭ) рассмотрим в географической и геомагнитной системах координат, поскольку их анализ дополняет друг друга и позволяет более точно определить причины АСВК. Анализ проведем как на основе расчетов, так и на основе качественных рассуждений, базирующихся на расчетах, сделанных ранее.

3.1. Причины ДЭ в околополуденной ионосфере

Анализ причин аномалии начнем с дневных условий. На рис. 4 приведены долготные вариации $NmF2$ и $hmF2$ для фиксированной широты 52.5 ПЛАТ, для которой аномалия наиболее ярко выражена. В работе [Карпачев и др., 2010], было показано, что долготные вариации параметров максимума слоя

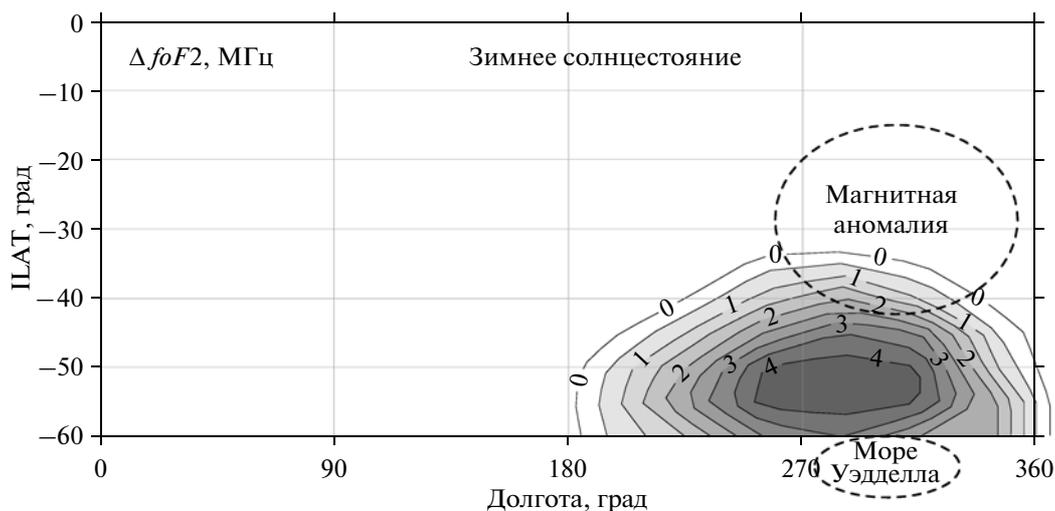


Рис. 3. Область аномальных суточных вариаций $foF2$ в летней ионосфере южного полушария.

$F2$ в спокойной среднеширотной ионосфере определяются ионизацией солнечным излучением, вертикальным дрейфом плазмы, рекомбинацией и температурой термосферы. Чтобы проиллюстрировать действие этих параметров, на рис. 4 приведены также изменения с долготой зенитного угла Солнца, вертикального дрейфа плазмы W под действием нейтрального ветра, температуры термосферы Tn , а также концентрации O и N_2 . Методика анализа долготных вариаций параметров ионосферы (термосферы) подробно описана в работе [Карпачев и др., 2010]. Из экспериментальных значений $NmF2$ и $hmF2$ рассчитываются вариации скорости W вертикального дрейфа плазмы, обусловленного нейтральным ветром. Для этого используется модель дневной ионосферы [Ситнов и др., 1992], которая также представлена в работе [Карпачев и др., 2010]. Значения Tn , $[O]$ и $[N_2]$ задаются по модели MSIS [Hedin, 1991]. Результаты расчетов скорости вертикального дрейфа из концентрации $W(Nm)$ и высоты $W(hm)$ максимума слоя $F2$ приведены на рис. 4 сплошной и штриховой кривыми соответственно. Как видно, они довольно хорошо согласуются друг с другом, что является косвенным свидетельством адекватности модели. Сплошной тонкой кривой приведены вариации $W(HWM)$, полученные из модели нейтрального ветра HWM93 [Hedin et al., 1991]. Известно, что модель нейтрального ветра HWM93 далеко не всегда адекватно воспроизводит вариации скорости ветра. Однако в данном случае наблюдается очень хорошее согласие между модельными и теоретическими вариациями скорости вертикального дрейфа, что, конечно, не случайно.

Из рисунка 4 даже на качественном уровне четко видно, что средние значения $NmF2$ определяются солнечной ионизацией Q и дрейфом W , а локальные минимумы и максимумы $NmF2$ связаны, в основном, с действием дрейфа W . Видно также, что

долготные вариации отношения $[O]/[N_2]$ определяются, в основном, изменениями концентрации кислорода. Влияние температуры атмосферы на долготные вариации $NmF2$ определяется множителем $1/Tn$ [Карпачев и Гасилов, 2010], и оно, в общем, противоположно действию остальных факторов, как видно из рис. 4. В целом вклад состава и температуры атмосферы не превышает нескольких процентов и им можно пренебречь в первом приближении. Таким образом, основной вклад в долготные вариации $NmF2$ вносят вертикальный дрейф плазмы и солнечная ионизация в примерном соотношении 82 : 18.

Вклад вертикального дрейфа в долготные вариации $hmF2$ также является основным, что хорошо видно из сравнения $hmF2$ и hm_0 . Высота hm_0 рассчитывается для $W = 0$ и она определяет вклад состава и температуры атмосферы в долготные вариации $hmF2$ [Карпачев и Гасилов, 2010]. Амплитуда долготных вариаций hm_0 (7.5 км) намного меньше, чем $hmF2$ (65 км), таким образом вклад состава и температуры атмосферы в долготные вариации $hmF2$ составляет около 10%, остальное приходится на вертикальный дрейф плазмы.

Рассмотрим вариации $foF2$ в географической системе координат. Уровень солнечной ионизации вдоль фиксированной географической широты не меняется, поэтому в долготных вариациях $foF2$ должно сильнее проявиться влияние других причин, в первую очередь нейтрального ветра. Сравним долготные вариации $foF2$ с модельными вариациями W вдоль фиксированных географических широт $50^\circ S$ и $65^\circ S$. Такой выбор определяется тем, что широта $50^\circ S$ относится к полосе типичных средних широт, а на широте $65^\circ S$ ярко проявляется аномалия.

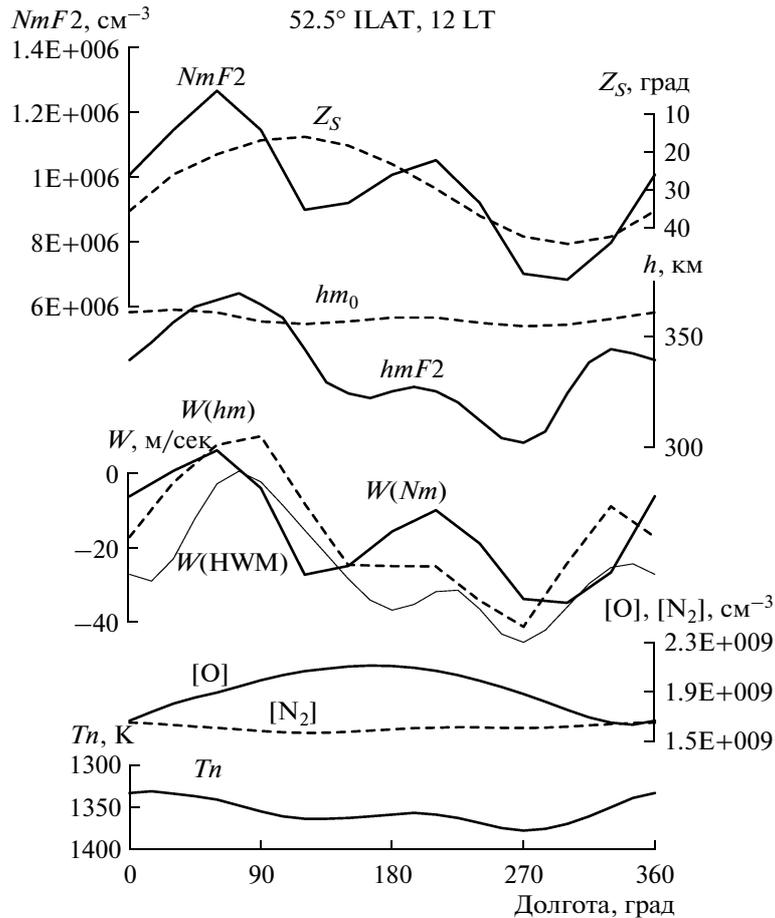


Рис. 4. Долготные вариации на широте 52.5° ILAT для 12 LT следующих параметров: $NmF2$ и $hmF2$ по данным ИК-19, скорости вертикального дрейфа W , рассчитанные из $NmF2$ и $hmF2$, а также по модели HWM93, высоты hm_0 слоя $F2$ при $W = 0$, зенитного угла Солнца Z_s , концентрации $[O]$ и $[N_2]$, а также температуры термосферы T_n .

Долготные вариации $foF2$ и W на широте 50° S приведены на рис. 5a. Трудно найти соответствие между этими вариациями, и причина, по-видимому, не связана с неадекватностью модели ветра HWM93. Следовательно, должны существовать какие-то другие причины ДЭ, для определения которых необходимо провести дополнительный анализ.

Обратимся к рис. 1б. На нем штриховой кривой показано примерное положение экваториальной границы дневного каспа для спокойных условий [Meng, 1979]. В долготном секторе 90–150° касп наиболее близко расположен к географической широте 50° S. Известно, что экваториальнее каспа часто наблюдается провал ионизации (см., например, [Karpachev and Afonin, 1998] и ссылки в ней). Не вдаваясь в причины образования этого провала, которые еще плохо изучены, отметим только, что этот провал может быть довольно глубоким. На рисунке 6 приведен широтный разрез $foF2$, полученный 19 января 1980 г. по данным ИК-19 в долготном секторе 135°. На нем ярко выделяется плазменный пик, обусловленный высыпаниями мягких электронов в области каспа и глубокий провал экваториальнее

каспа с минимумом на широте около -50° . Таким образом, уменьшение электронной концентрации в долготном секторе 120–150° связано с образованием провала.

Снова обратимся к рис. 1б и рассмотрим ситуацию в долготном секторе 300°. В этом секторе геомагнитный экватор, сдвинут относительно географического далеко к югу, поэтому южный гребень экваториальной аномалии оказывается на географических широтах 27–28° S и его влияние простирается вплоть до средних широт. Кроме того, нейтральный ветер в этом долготном секторе оказывает двойное действие на электронную концентрацию. Он создает сильный дрейф вниз (см. рис. 5), который уменьшает концентрацию плазмы, но в то же время усиливает “фонтан”-эффект, помогая диффузии переносить концентрацию с экваториальных широт к низким, а в данном случае к средним широтам. При помощи качественного анализа трудно оценивать действие конкурирующих процессов, но в данном случае их результат проявляется в виде максимума $foF2$ в долготном секторе 300°.

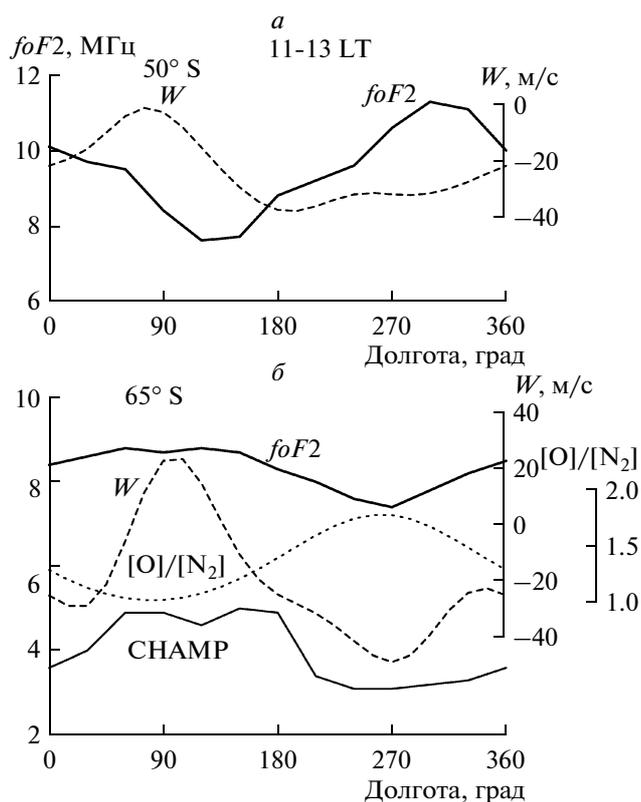


Рис. 5. Долготные вариации для 11–13 LT на широтах 50° S (а) и 65° S (б) скорости вертикального дрейфа W по модели HWM93 и $foF2$ по данным спутника ИК-19, а также отношения $[O]/[N_2]$ по модели MSIS и $foF2$ по данным спутника CHAMP (б).

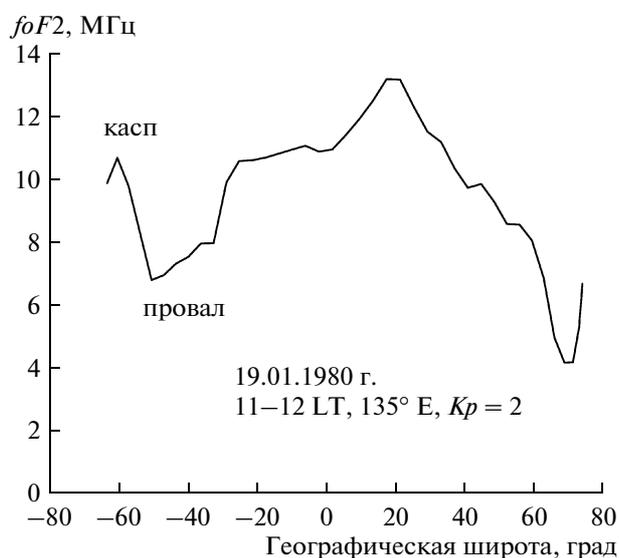


Рис. 6. Широтные вариации $foF2$ в долготном секторе 135° , полученные на спутнике ИК-19 для спокойных условий 19 января 1980 г.

Характер ДЭ резко меняется при переходе от 50° S к 65° S, при этом электронная концентрация в максимуме слоя $F2$ в широком интервале долгот па-

дает с ростом широты, а в интервале 60 – 150° она наоборот возрастает – рис. 5б. В результате амплитуда ДЭ резко уменьшается. Амплитуда вариаций W и $[O]/[N_2]$ наоборот сильно увеличивается к высоким широтам. Эти вариации конкурируют в ДЭ, и, по-видимому, неглубокий минимум $foF2$ на долготе 270° связан с преобладающим действием вертикального дрейфа плазмы, направленного вниз. Увеличение $foF2$ в долготном секторе 60 – 150° очевидно связано с высыпаниями электронов в области каспа – рис. 1б. Это убедительно демонстрируют данные спутника CHAMP – самая нижняя кривая на рис. 5. При низкой солнечной активности электронная концентрация гораздо ниже, чем при высокой, высыпания в области каспа на низком фоновом уровне проявляются сильнее, в результате чего в данных CHAMP четко выделяется максимум в долготном секторе 60 – 180° .

3.2. Причины ДЭ в околополуденной ионосфере

Проанализируем долготные вариации параметров околополуденной ионосферы. Начнем с фиксированной широты 52.5° LAT – рис. 7. Для расчетов скорости вертикального дрейфа плазмы из долготных вариаций $NmF2$ и $hmF2$ снова воспользуемся моделью дневной ионосферы [Ситнов и др., 1992], поскольку на широте 52.5° LAT большая часть долгот западного полушария освещена Солнцем даже в полночь. Это хорошо видно на рис. 7 из вариаций зенитного угла Солнца Z_s для 01 LT. Ионизация солнечным излучением начинается на зенитных углах меньше 95° . Долготные вариации функции ионизации Q для близких условий обсуждаются в работе [Карпачев и др., 2010].

Результаты расчетов скорости вертикального дрейфа $W(Nm)$ и $W(hm)$ приведены на рис. 7 сплошной и штриховой кривыми соответственно. Они довольно хорошо согласуются между собой, если учитывать тот факт, что вариации $hmF2$ связаны с почти мгновенным действием дрейфа, а вариации $NmF2$ определяются интегральным эффектом в течение некоторого времени. Поэтому кривая $W(Nm)$ на самом деле представляет некий усредненный дрейф за предшествующий период времени. Хорошее согласие $W(hm)$ и $W(Nm)$ определяется тем, что в околополуденные часы система ветров довольно стабильна.

На рисунке 7 приведены также вариации W , полученные из модели нейтрального ветра HWM93 (тонкая кривая). В отличие от дневных условий, они довольно сильно отличаются от вариаций, полученных расчетами из $NmF2$ и $hmF2$. К сожалению, точность модели ветра HWM93 невелика, особенно в южном полушарии. Это особенно хорошо видно по вариациям зональной компоненты ветра, которые в некоторые моменты времени носят настолько нерегулярный характер (и суточные и долготные), что

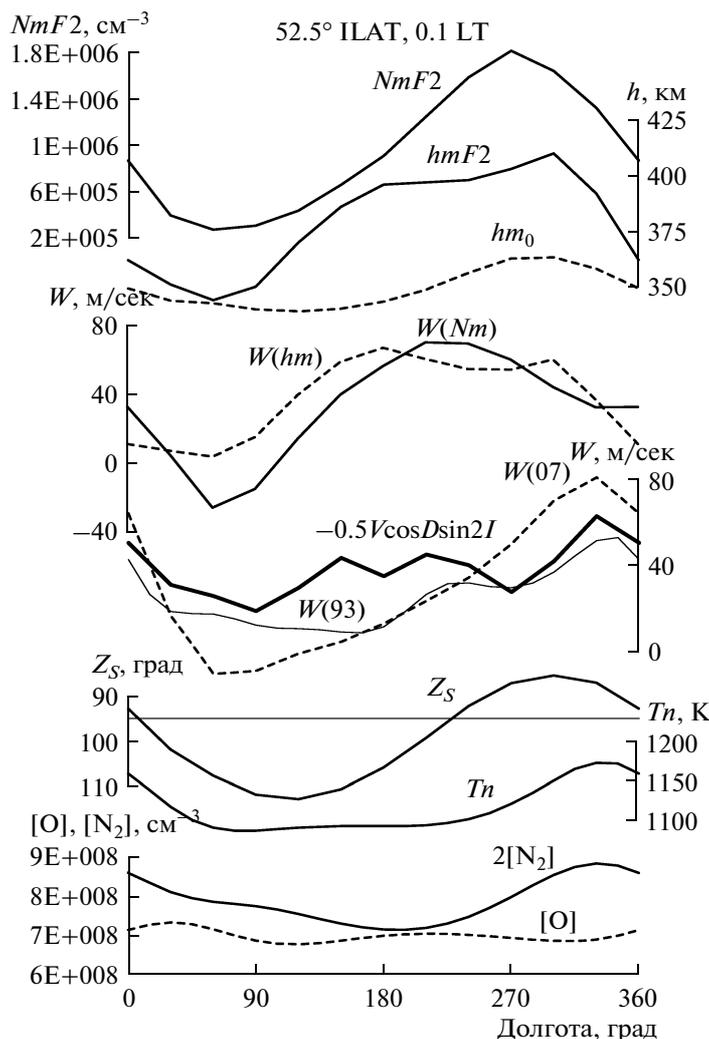


Рис. 7. Долготные вариации на широте 52.5° ILAT для 01 LT следующих параметров: $NmF2$ и $hmF2$ по данным ИК-19, скорости вертикального дрейфа плазмы W , полученного расчетами из $NmF2$, $hmF2$, модели HWM93 и HWM07, и под действием только меридионального ветра $-0.5V\cos D\sin 2I$ (жирная кривая), зенитного угла Солнца Z_S , температуры термосферы Tn , а также концентрации O и N_2 .

приходится сомневаться в их реальности. Поэтому мы обратились к новой модели HWM07 [Drob et al., 2008]. Появление этой модели предполагает, что она более адекватно воспроизводит параметры нейтрального ветра. К сожалению, это предположение не оправдалось, по крайней мере, для рассматриваемых условий. Из рисунка 7 видно, что согласно новой модели (штриховая кривая), скорость вертикального дрейфа $W(07)$ гораздо больше, чем по старой модели, но по фазе вариации скорости дрейфа плохо согласуются с вариациями параметров слоя $F2$. Поэтому мы снова вернулись к модели HWM93 и, отбросив зональную компоненту ветра, рассчитали вариации вертикального дрейфа под действием только меридиональной компоненты $W = -0.5V\cos D\sin 2I$. Они гораздо лучше согласуются со значениями W , полученными из вариаций $hmF2$.

На основании проведенных расчетов, вклад W , Q , $[O]/[N_2]$ и Tn в долготные вариации $NmF2$ можно примерно оценить соотношением 51 : 54 : -3 : -2. Влияние состава и температуры на долготные вариации $NmF2$ несколько больше, чем в полдень, но не превышает 5%. Мало того, отрицательный знак указывает на обратный характер влияния состава и температуры атмосферы, что можно увидеть из рис. 7. Вклад солнечной ионизации и вертикального дрейфа примерно одинаковый, в отличие от полуденных условий. Ясно, что это связано с тем, что на фиксированной геомагнитной широте 52.5° в околополуденных условиях освещенность резко изменяется при изменениях долготы и влияние солнечной ионизации возрастает.

Что же касается ветра нейтральной атмосферы, то основной вклад вносит его меридиональная компонента. Вклад меридиональной компоненты ветра

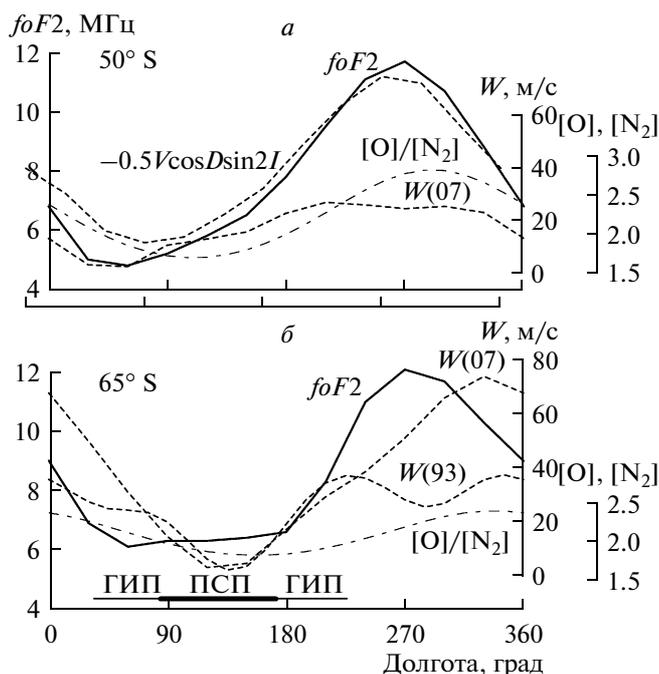


Рис. 8. Долготные вариации для 00–02 ЛТ на широтах 50° S (а) и 65° S (б) следующих параметров: $foF2$ (сплошные кривые), скорости вертикального дрейфа W (штриховые кривые) по моделям HWM93 и HWM07, и под действием только меридионального ветра V , а также отношения $[O]/[N_2]$ (штрихпунктирные кривые).

в геомагнитной системе координат определяется в большей степени вариациями ее скорости и в меньшей степени — изменениями геомагнитного склонения [Карпачев и Гасилов, 1998; Karpachev and Gasilov, 2001]. Вклад зональной компоненты также значительный, причем именно в западном полушарии. Вклад зональной компоненты ветра в геомагнитной системе координат связан опять же с долготными вариациями ее скорости и с изменениями склонения геомагнитного поля [Карпачев и Гасилов, 1998; Karpachev and Gasilov, 2001]. Склонение геомагнитного поля на долготах 210–315° положительное (к востоку), поэтому зональный ветер, направленный в околополуночные часы на восток вызывает сильный дрейф вверх на этих долготах. Этот факт хорошо известен и неоднократно отмечался в исследованиях WSA, но только в работах [Карпачев и Гасилов, 1998; Karpachev and Gasilov, 2001] приведены количественные оценки.

Амплитуда ДЭ в hm_0 в околополуночных условиях гораздо больше, чем в околополуденных, поэтому вклад состава и температуры атмосферы в долготные вариации $hmF2$ возрастает и достигает 1/3. При этом влияние состава несколько больше, чем температуры.

Рассмотрим долготные вариации параметров ночной ионосферы в географической системе ко-

ординат — рис. 8. Поскольку в географической системе координат интенсивность солнечного излучения не меняется с долготой, главной причиной ДЭ здесь становится нейтральный ветер. На рисунке 8 приведены вариации скорости вертикального дрейфа плазмы, полученные из новой модели HWM07 [Drob et al., 2008]. Видно, что этой скорости явно недостаточно для поддержания очень высокой концентрации электронов в долготном секторе 270°. Поэтому мы снова рассчитали вертикальный дрейф под действием только меридиональной компоненты $W = -0.5V\cos D\sin 2I$. Он приведен на рис. 8 с небольшим сдвигом по фазе. В таком случае вариации $foF2$ и W довольно хорошо согласуются. Проведенный анализ показывает наличие больших проблем при использовании моделей нейтрального ветра HWM — в их современном состоянии обе модели ветра трудно использовать для точных количественных расчетов. Хотя с качественной точки зрения, основанной на предыдущих расчетах, можно достаточно уверенно утверждать, что долготные вариации $foF2$ на средних широтах связаны с действием нейтрального ветра и частично с вариациями отношения $[O]/[N_2]$, которые для иллюстрации также приведены на рис. 8.

Для широты 65° S также приведены долготные вариации скорости W вертикального дрейфа, полученные по обеим моделям. И снова наблюдается большое расхождение между ними и по амплитуде, и по форме. Скорости вертикального дрейфа ~70 м/с по модели HWM07 вполне достаточно для поддержания высокой концентрации ночной ионосферы, но фазы вариаций $foF2$ и $W(07)$ довольно сильно различаются.

На широте 65° S необходимо учитывать также влияние главного ионосферного провала. Положение минимума ГИП по модели [Karpachev et al., 1998] приведено на рис. 1 штриховой кривой. Из рисунка 1 видно, что широта 65° S сначала пересекает минимум ГИП, затем его полярную стенку (ПСП), а затем снова минимум. (Соответствующие долготы обозначены на рис. 8 тонкой, жирной и снова тонкой кривой.) Очевидно, поэтому в долготном секторе 30–90° значения $foF2$ понижены, а в долготном секторе 90–150° повышены в противовес действию нейтрального ветра.

Влияние провала демонстрирует рис. 9. На нем приведены широтные разрезы $foF2$ по данным спутников ИК-19 и СНАМР для 00–03 ЛТ в долготном секторе 270–330°. К сожалению, данные ИК-19 ограничены широтой 74°, тем не менее, по данным обоих спутников четко фиксируется максимум $foF2$ в полосе широт 40–80°S. Электронная концентрация резко падает к высоким широтам, что связано с выносом плазмы из ионосферы на широтах внешней плазмосферы [Кринберг и Ташилин, 1984]. Таким образом, в этом долготном секторе провал характеризуется очень крутой экваториаль-

ной стенкой, которая гораздо выше полярной. Можно сравнить его с обычным зимним ГИП в северном полушарии — положение его минимума также отмечено стрелкой на рис. 9.

На рисунке 9 не случайно приведено по две кривых для каждого спутника. На одной из них наблюдается южный гребень экваториальной аномалии, а на другой — нет. При усреднении данных итог будет зависеть от того, как часто формируется южный гребень в рассматриваемых условиях. При высокой солнечной активности гребень формируется часто и поэтому он отражен на глобальном распределении $foF2$ — рис. 1а, а при низкой солнечной активности он формируется реже и не выделяется на карте — рис. 1б.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Расчеты, проведенные на основе апробированных в течение многих лет моделей ионосферы и термосферы, однозначно показывают, что главной причиной АСВК является нейтральный ветер. Что касается точной количественной оценки его вклада, то с ней придется подождать до появления более адекватной модели нейтрального ветра. Но в любом случае эффект нейтрального ветра определяется долготными вариациями его скорости и зависимостью от склонения и наклонения геомагнитного поля. Это подробно описано в работах [Карпачев и Гасилов, 1998; Karpatchev and Gasilov, 2001, 2006; Карпачев и др., 2010], поэтому здесь не обсуждается.

Солнечная ионизация также вносит большой вклад в формирование АСВК. Во время полярного лета высокие географические широты освещены все сутки, фоновая концентрация довольно высокая, и она еще больше повышается под действием сильного дрейфа, направленного вверх. В геомагнитной системе координат этот эффект усиливается, поскольку ночью средние широты находятся в тени в восточном полушарии и освещены в западном. О совместном эффекте солнечной ионизации и нейтрального ветра известно давно, еще Ришбет объяснял им появление вечернего пика $foF2$ в летней ионосфере высоких широт [Rishbeth, 1972].

Состав и температура нейтральной атмосферы участвуют в создании аномалии совместно с нейтральным ветром и солнечной ионизацией. Их вклад в долготные вариации $NmF2$ незначительный и в дневных, и в ночных условиях, что согласуется с общепринятым мнением (см, например, [Bellchambers and Piggott, 1958]). Отметим однако, что в долготные вариации высоты максимума ночного слоя $F2$, состав и температура атмосферы вносят значительный вклад.

В работе [Burns et al., 2008] в качестве основной причины резкого увеличения ионизации в области WSA в вечернем секторе выдвигался приток плазмы из плазмосферы. Действительно, хорошо известно,

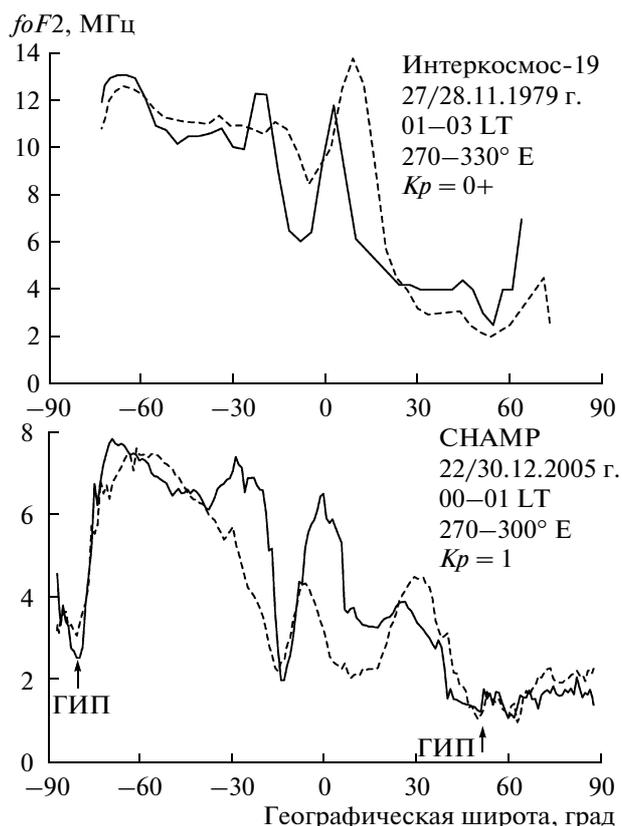


Рис. 9. Широтные разрезы $foF2$, полученные по данным ИК-19 27 и 28 ноября 1979 г. и по данным CHAMP 22 и 30 декабря 2005 г. для спокойных послеполуночных условий в долготном секторе 270–330°. Стрелкой показано положение минимума ГИП.

что ночная ионосфера поддерживается притоком плазмы, запасенной днем в плазмосфере. Однако этот приток становится существенным только в зимних условиях, когда в течение длинной ночи ионизация чрезвычайно сильно истощается к восходу Солнца [Кринберг и Ташили, 1984]. На низких широтах, где объем силовых трубок малый, поток вообще идет из летнего полушария в зимнее и поэтому в летнем полушарии на этих широтах создается довольно глубокий минимум. На высоких широтах, где объем силовых трубок большой, поток идет вниз, в ионосферу и в летнем полушарии тоже (см., например, [Evans, 1975]). Однако днем гораздо больше плазмы запасается в восточном полушарии, где концентрация плазмы в слое $F2$ гораздо выше, чем в западном. Поэтому ночью поток из плазмосферы опять же будет больше в восточном полушарии, чем в западном. И скажется он сильнее на более низком фоновом уровне. Таким образом, влияние потока из плазмосферы на аномалию скорее всего слабое и обратное по знаку.

Выше было показано, что со стороны высоких широт аномалия ограничена главным ионосферным провалом (ГИП). В формировании ГИП

участвует несколько процессов. Отметим наиболее важные из них в контексте обсуждаемой проблемы: стагнация плазмы в рамках высокоширотной конвекции, полярный ветер на разомкнутых силовых линиях и опустошение замкнутых силовых линий во время возмущений [Moffett and Quegan, 1983; Кринберг и Тащилин, 1984]. Коль скоро ГИП участвует в формировании аномальной зоны, то и все эти процессы косвенно участвуют в ее образовании. В недавней работе [Horvath and Lovell, 2009a] провал был обнаружен экваториальнее WSA на широте $\sim 40^\circ$ GMLAT при спокойных геомагнитных условиях. Таким образом, WSA оказалась в области конвекции высокоширотной плазмы со всеми вытекающими отсюда последствиями. Однако ГИП достигает минимальной широты 45° PLAT только в максимуме гигантской магнитной бури при $Kp = 9$ [Деминов и др., 1995]. Следовательно, на самом деле речь идет не о главном ионосферном провале, а о некотором минимуме концентрации, связанным, скорее всего, с выносом плазмы в зимнее полушарие, о чем говорилось выше.

Электрическое магнитосферное поле управляет высокоширотной конвекцией плазмы. Это поле может проникать и на средние широты. Однако это происходит только во время геомагнитных возмущений и только в короткие периоды времени, нет регулярного электрического поля, способного создать значительный дрейф плазмы на средних широтах. Регулярное динамо-поле также слабое на средних широтах (см., например, [Takeda and Yamada, 1987]). Поэтому непонятно, откуда возникает электрическое поле, которое создает дрейф вверх [Burns et al., 2009] или сгоняет плазму вниз, сжимая плазмосферу [Horvath and Lovell, 2009b].

В качестве одной из причин аномалии выдвигаются также высыпания частиц, как в провале [Pavlov and Pavlova, 2007], так и в области Южно-атлантической магнитной аномалии (SAMA) [Horvath and Lovell, 2009a]. Не только высыпания, но и горизонтальные потоки плазмы в области SAMA [Horvath and Lovell, 2009a] предполагались в качестве причины WSA. Однако, как видно из рис. 3, SAMA расположена намного экваториальнее WSA и только косвенно может участвовать в ее создании. Что касается высыпаний в минимуме провала или тем более на его экваториальной стенке, то они очень слабые и эпизодические [Lisakov et al., 1985].

В работе [Burns et al., 2008] была отмечена связь WSA с экваториальной аномалией (ЭА). Эта связь может быть обусловлена либо имманентным механизмом, создающим ЭА или WSA, либо механизмом, не связанным с ними. Обсудим обе возможности. Ночью на долготях WSA сильный ветер, направленный к экватору, препятствует диффузии выносить электронную концентрацию от экватора, где она увеличена, и создавать гребень ЭА. Поэтому южный гребень ЭА далеко не всегда образуется в

этом секторе, как было показано на рис. 9. В результате при усреднении данных для низкой солнечной активности он даже не фиксируется на карте — рис. 1в. Следовательно, в этом секторе вынос концентрации под действием “фонтан”-эффекта от экватора к средним широтам не только не увеличен, но даже уменьшен по сравнению с другими долготами. Этот факт был отмечен и в работе [Jee et al., 2009], такое впечатление, что “плазма перекачивается из южного гребня в область аномалии”. На внешнем склоне гребня ЭА концентрация резко падает, а в летнем полушарии образуется довольно глубокий минимум на низких средних широтах, связанный с выносом плазмы в зимнее полушарие, о чем говорилось выше. Этот минимум на рис. 1а четко наблюдается на всех долготах, кроме долгот WSA, где уровень концентрации довольно высокий и этот минимум слабо выражен. Отметим, что речь идет как раз о широтах SAMA. Но тогда вполне возможно, что повышенный уровень концентрации здесь поддерживается высыпаниями и горизонтальным дрейфом плазмы, о чем говорилось выше. Итак, скорее всего WSA связана с ЭА не единым физическим механизмом, а “мостом” с высокой концентрацией в области SAMA.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы морфология и причины образования аномалии моря Уэдделла. Для этого по данным спутника Интеркосмос-19 для высокой солнечной активности (1979–1981 г.) впервые построено и проанализировано глобальное распределение $foF2$ для околополуденных и послеполуночных часов в южном летнем полушарии. Для сравнения построено аналогичное распределение плазменной частоты вблизи максимума слоя $F2$ по данным спутника CHAMP для минимума солнечной активности (2005–2006 г.). Сравнение данных спутников ИК-19 и CHAMP показывает, что, несмотря на то, что с уменьшением $F10.7$ электронная концентрация довольно сильно уменьшается, основные характеристики глобального распределения концентрации, как в дневных, так и ночных условиях очень похожи. Следовательно, и характеристики аномалии подобны для высокой и низкой солнечной активности.

По данным спутника ИК-19 впервые выделена зона аномального поведения $foF2$ в летнем южном полушарии. Она занимает практически все долготы западного полушария, при этом максимальное превышение ночных значений $foF2$ над дневными достигает 4–5 МГц на долготах $255\text{--}315^\circ$ и широтах $50\text{--}55^\circ$ PLAT. Зона аномалии намного больше моря Уэдделла и никак не связана с ним, поэтому более оправдано для нее название зона АСВК — зона аномальных суточных вариаций электронной концентрации.

Аномалия определяется низкими значениями $foF2$ в дневной ионосфере и более высокими значе-

ниями в ночной ионосфере на долготах западного полушария. Поэтому на основе глобального распределения электронной концентрации в летнем южном полушарии были исследованы долготные вариации параметров ионосферы и термосферы, что позволяет говорить о причинах АСВК. Эти причины по-разному проявляются в геомагнитной и географической системах координат.

В геомагнитной системе координат (на фиксированной широте 52.5° IAT) ДЭ определяется изменениями с долготой уровня солнечной ионизации, скорости вертикального дрейфа плазмы, отношения $[O]/[N_2]$ и температуры термосферы T_n . Вариации этих параметров устроены таким образом, что на долготах западного полушария они обеспечивают более высокие значения $foF2$ ночью, чем днем. Наибольший вклад в ДЭ вносят солнечная ионизация и нейтральный ветер, определяющий вертикальный дрейф плазмы.

В географической системе координат ситуация сложнее. Долготные вариации $foF2$ в дневной высокоширотной ионосфере в большей степени определяются высыпаниями частиц в области каспа и примыкающим к нему провалом ионизации, чем нейтральным ветром. К сожалению, этот качественный вывод трудно проверить расчетами ввиду их сложности. В ночной высокоширотной ионосфере нейтральный ветер безусловно играет доминирующую роль в создании сильнейшего ДЭ с максимумом $foF2$ на долготах аномалии. Но необходимо также учитывать и влияние главного ионосферного провала, а следовательно и механизмов, его создающих.

Итак, расчеты и основанный на них качественный анализ показывают, что главной причиной АСВК является нейтральный ветер. Эффект нейтрального ветра определяется долготными вариациями его скорости и зависимостью от склонения и наклонения геомагнитного поля. Что касается точной количественной оценки его вклада, то с ней придется подождать до появления более адекватной модели нейтрального ветра.

Привлечение других механизмов в роли главных причин аномалии, как например, потоков из плазмосферы, электрических полей, процессов в Южно-атлантической аномалии и т.п. нам не представляется оправданным. Однако окончательный ответ на все вопросы, связанные с формированием аномалии, можно будет получить только на основе дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Демин М.Г., Карпачев А.Т., Афонин В.В., Аннакулиев С.К. Динамика среднеширотного провала в период магнитной бури. Главная фаза // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 35. № 6. С. 69–77. 1995.
- Карпачев А.Т., Гасилов Н.А. Вариации скорости вертикального дрейфа плазмы с долготой в среднеширотной ночной летней ионосфере, рассчитанные по данным измерений $hmF2$ // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 38. № 5. С. 89–99. 1998.
- Карпачев А.Т., Гасилов Н.А., Карпачев О.А. Причины долготных вариаций $NmF2$ на средних и субавроральных широтах в летних ночных условиях // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 50. № 4. С. 507–513. 2010.
- Кринберг И.А., Тащилин А.В. Ионосфера и плазмосфера. М.: Наука. 129 с. 1984.
- Ситнов Ю.С., Шубин В.Н., Аннакулиев С.К. Аппроксимация электронной концентрации и высоты максимума $F2$ -области дневной среднеширотной ионосферы простыми аналитическими формулами // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 32. № 4. С. 128–130. 1992.
- Belchambers W.H., Piggott W.R. Ionospheric measurements made at Halley Bay // Nature. V. 182. P. 1596–1597. 1958.
- Bilitza D., Reinisch B. International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters // Adv. Space Res. V.42. № 4. P. 599–609. 2008.
- Burns A.G., Zeng Z., Wang W., Lei J., Solomon S.C., Richmond A.D., Killeen T.L., Kuo Y.-H. The behavior of the $F2$ peak ionosphere over the South Pacific at dusk during quiet summer conditions from COSMIC data // J. Geophys. Res. V. 113, A12305, doi:10.1029/2008JA013308. 2008.
- Burns A., Solomon S., Wang W., Richmond A., Jee G., Lin C., Rocken C., Kuo B. Can the Weddell Sea anomaly and related phenomena be explained by conjugate effects? / Proc. 4th COSMIC Data Users Workshop, Boulder, CO: University Corporation for Atmospheric Research, 2009.
- Clilverd M.A., Smith A.J., Thomson N.R. The annual variation in quiet time plasmaspheric electron density, determined from whistler mode group delays // Planet. Space Sci. V. 39. P. 1059–1067. 1991.
- Drob D.P., Emmert J.T., Crowley G. et al. An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07 // J. Geophys. Res. V. 113. A12304, doi: 10.1029/2008JA013668. 2008.
- Dudeney J.R., Piggott W.R. Antarctic ionospheric research // Upper Atmosphere Research in Antarctica. Antarct. Res. Ser. Washington. AGU. V. 29. P. 200–235. 1978.
- Dungey J.W. Interplanetary magnetic field and the auroral zones // Phys. Rev. Lett. V. 6. P. 47–48. 1961.
- Evans J.V. A study of $F2$ region night-time vertical ionization fluxes at Millstone Hill // Planet. Space Sci. V. 23. № 12. P. 1611–1619. 1975.
- Hedin A.E. Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere // J. Geophys. Res. V. 96. № 2. P. 1159–1172. 1991.
- Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G. Revised global model of thermospheric winds using satellite and ground-based observations // J. Geophys. Res. V. 96. № 5. P. 7657–7688. 1991.
- He M., Liu L., Wan W., Ning B., Zhao B., Wen J., Yue X., Le H. A study of the Weddell Sea Anomaly observed by FORMOSAT-3/COSMIC // J. Geophys. Res. V. 114. A12309. doi:10.1029/2009JA014175. 2009.
- Horvath I., Essex E.A. The Weddell Sea Anomaly observed with the TOPEX satellite data // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.

- V. 65. P. 693–706. doi:10.1016/S1364-6826(03)00083-X. 2003.
- Horvath I.* A total electron content space weather study of the nighttime Weddell Sea Anomaly of 1996/1997 southern summer with TOPEX/Poseidon radar altimetry // *J. Geophys. Res.* V. 111. A12317. doi:10.1029/2006JA011679. 2006.
- Horvath I., Lovell B.C.* Investigating the relationships among the South Atlantic Magnetic Anomaly, southern nighttime midlatitude trough, and nighttime Weddell Sea Anomaly during southern summer // *J. Geophys. Res.* V. 114. A02306. doi:10.1029/2008JA013719. 2009a.
- Horvath I., Lovell B.C.* An investigation of the northern hemisphere midlatitude nighttime plasma density enhancements and their relations to the midlatitude nighttime trough during summer // *J. Geophys. Res.* V. 114. A08308. doi:10.1029/2009JA014094. 2009b.
- Jee G., Burns A.G., Kim Y.H., Wang W.* Seasonal and solar activity variations of the Weddell Sea Anomaly observed in the TOPEX total electron content measurements // *J. Geophys. Res.* V. 114. A04307. doi: 10.1029/2008JA013801. 2009.
- 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.* V. 18. № 6. P. 221–230. 1996.
- Karpachev A.T., Deminov M.G., Afonin V.V.* Two branches of day-time winter ionospheric trough according to Cosmos-900 data at F_2 -layer heights // *Adv. Space Res.* V. 22. № 6. P. 877–882. 1998.
- Karpachev A.T., Gasilov N.A.* Zonal and meridional wind components derived from Intercosmos-19 hmF_2 measurements // *Adv. Space Res.* V. 27. № 6/7. P. 1245–1252. 2001.
- Karpachev A.T., Gasilov N.A.* Causes of longitude-latitude variations in the ionospheric F_2 -layer maximum in summer nighttime conditions // *International J. Geomagn. Aeron.* V. 6. G12006. doi:10.1029/2005GI000112. 2006.
- Lin C. H., Liu J.Y., Cheng C.Z., Chen C.H., Liu C.H., Wang W., Burns A.G., Lei J.* Three-dimensional ionospheric electron density structure of the Weddell Sea Anomaly // *J. Geophys. Res.* V. 114. A02312. doi:10.1029/2008JA013455. 2009.
- Lisakov Yu., Jorjio V., Nikolaenko N.V., Aimbund L.M.* Observations of low intensity particle fluxes inside the region of the ionospheric main trough and their variability // *Results of the ARCAD 3 project and of recent programs in magnetospheric and ionospheric physics.* Toulouse: Cepadues editions. P. 261–274. 1985.
- Meng C.I.* Diurnal variations of the auroral oval size // *J. Geophys. Res.* V. 84. P. 5319–5324. 1979.
- Moffett R.J., Quegan S.* The mid-latitude trough in the electron concentration of the ionospheric F -layer: A review of observations and modeling // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 45. P. 315–343. doi:10.1016/S0021-9169(83)80038-5. 1983.
- Pavlov A.V., Pavlova N.M.* Anomalous nighttime peaks in diurnal variations of NmF_2 close to the geomagnetic equator: A statistical study // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 69. P. 1871–1883. doi:10.1016/j.jastp.2007. 07.003. 2007.
- Penndorft R.* The average ionospheric conditions over the Antarctic in *Geomagnetism and Aeronomy* // *Antarct. Res. Ser.* Washington: AGU. V. 4. P. 1–45. DC. 1965.
- Rishbeth H.* Thermospheric winds and the F -region: A review // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 34. № 1. P. 1–34. 1972.
- Takeda M., Yamada Y.* Simulation of ionospheric electric fields and geomagnetic field variation by the ionospheric dynamo for different solar activity // *Ann. Geophysicae.* V. 5. № 6. P. 429–433. 1987.