

СУТОЧНЫЕ И ДОЛГОТНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ ДЛЯ ЗИМНЕГО СОЛНЦЕСТОЯНИЯ ПО ДАННЫМ ИСЗ ИНТЕРКОСМОС-19

© 2021 г. А. Т. Карпачев*

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

*e-mail: karp@izmiran.ru

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.

После доработки 13.04.2020 г.

Принята к публикации 21.05.2020 г.

По данным внешнего зондирования ионосферы со спутника Интеркосмос-19 для высокой солнечной активности исследована динамика экваториальной аномалии в период зимнего солнцестояния. Статья является завершающей работой по построению картины вариаций экваториальной аномалии в условиях высокой солнечной активности. Детально рассмотрены изменения структуры экваториальной аномалии с местным временем и долготой. Показано, что аномалия начинает формироваться с ~08 LT при образовании зимнего северного гребня, но хорошо развитая экваториальная аномалия формируется только к 10–11 LT. Дневной максимум развития экваториальной аномалии достигается в 12 LT. Величина $foF2$ над экватором и степень развития экваториальной аномалии (EAI) в 12 LT изменяются с долготой согласно изменениям скорости вертикального дрейфа плазмы W . В долготных вариациях W , $foF2$ и EAI в это время наблюдаются 3 гармоники. Через 1.5–2.0 ч после вечернего всплеска W , величина EAI возрастает до суточного максимума. Долготные вариации $foF2$ в 20 LT также связаны с соответствующими вариациями W , в которых проявляются две гармоники. Степень развития экваториальной аномалии после вечернего максимума падает, но еще в полночь она хорошо развита. Аномалия полностью отсутствует в период 05–07 LT. Степень развития экваториальной аномалии в разные моменты местного времени довольно сильно различается в разных долготных секторах. Среднее положение северного гребня днем ~25° геомагнитного склонения I , южного ~-30° I , днем зимний гребень больше летнего, ночью наоборот. Таким образом, в период зимнего солнцестояния хорошо выраженная экваториальная аномалия наблюдается с 10–11 до 00–02 LT.

DOI: 10.31857/S0016794021010065

1. ВВЕДЕНИЕ

Статья посвящена исследованию характеристик экваториальной аномалии (ЭА) для зимнего солнцестояния. Она заканчивает построение полной картины вариаций ЭА в разные сезоны, поскольку ранее был опубликован анализ ЭА в период равноденствий [Карпачев, 2018] и для летних условий [Карпачев, 2020]. Во всех статьях использованы данные внешнего зондирования на спутнике Интеркосмос-19 (ИК-19). До сих пор ИК-19 является единственным спутником, который регистрировал глобальное распределение электронной концентрации, включая вариации $foF2$ и $hmF2$, для высокой солнечной активности. В данной работе исследуется структура ЭА в $foF2$ по данным ИК-19, усредненным для северной зимы, т.е. для ноября–февраля. Таким образом, данные представляют некоторую среднюю картину в спокойной ($Kp < 3$) зимней экваториальной ионосфере для высокой солнечной активности.

Полученная картина достаточно детально представляет суточные и долготно-широтные вариации структуры ЭА, включая вариации ее гребней и интенсивности. Создание такой картины стало возможным после окончания обработки всего массива данных внешнего зондирования на спутнике ИК-19. Первичная обработка этих данных требует очень много времени и усилий, поэтому на регулярной основе она проводилась только в последние годы. В результате обработки полученный массив данных ИК-19 позволил получить наиболее полную картину ЭА для высокой солнечной активности, несмотря на то, что исследование ЭА активно проводится уже около 70 лет. Это связано, в основном, с недостатком данных в экваториальной ионосфере. Достаточно сказать, что много лет ЭА исследовалась по данным наземных станций в основном в двух долготных секторах – Азиатском и Американском, и частично в Африканском [Rao, 1963; Lyon and Thomas,

1963; Rao and Malthotra, 1964; Rastogi et al., 1972; Rajaram, 1977; Walker, 1981; Sastri, 1990]. Несколько исследований было проведено по данным внешнего зондирования на спутниках Alouette и ISIS, данные которых также регистрировались только в Азиатском и Американском долготных секторах [Lockwood and Nelms, 1964; King et al., 1967; Rush et al., 1969; Eccles and King, 1969; Sharma and Hewens, 1976]. К сожалению, эти работы относятся к низкой солнечной активности. Вариации TEC GPS также привязаны к суше, и не прямо соотносятся с вариациями $foF2$, тем не менее, можно отметить детальное исследование суточных вариаций ЭА для высокой солнечной активности в Азиатском секторе [Zhao et al., 2009], которое использовано ниже для сравнения. Несколько спутников проводили прямые измерения электронной концентрации на фиксированных высотах и давали глобальный обзор экваториальной ионосферы. Это в особенности относится к спутнику CHAMP, орбита которого находилась практически на высотах максимума слоя $F2$ 350–480 км [Liu et al., 2007; Lei et al., 2010]. Наконец данные эксперимента FORMOSAT-3/COSMIC также охватывают период с низкой солнечной активностью. Тем не менее, они представляют интерес, поскольку дают глобальное распределение $foF2$, что позволяет выявить отличия в структуре ЭА при разной солнечной активности [Yue et al., 2015; Tsai et al., 2009; Ram et al., 2009].

2. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Спутник ИК-19 активно функционировал с марта 1979 г. по февраль 1981 г. Этот период характеризовался высокой солнечной активностью, среднее значение $F10.7 \sim 200$. Спутник обращался на эллиптической орбите с высотами 500–1000 км и наклоном 74° . На борту спутника находилось записывающее устройство, которое позволяло регистрировать цифровые ионограммы на любой долготе в пределах наклонения орбиты. Из ионограмм по методике Джексона [Jackson, 1969] рассчитывались $N(h)$ -профили внешней ионосферы, которые давали значения $foF2$ и $hmF2$. Эти значения использовались для построения распределения параметров максимума слоя $F2$ в области экваториальной аномалии в пределах $\pm 70^\circ$ геомагнитного наклонения I . К зимним условиям относятся ноябрь–февраль, т.е. 8 месяцев за два года работы спутника. Всего за этот период было получено свыше 40000 пар значений $foF2$ и $hmF2$ для спокойных условий $Kp \leq 3$. Этих данных вполне достаточно для построения 12 так называемых LT-карт через каждые 2 ч местного времени, так что на одну карту приходилось от 2200 до 3700 значений $foF2$ или $hmF2$. Карты строились рутинной программой Surfer методом обратных расстояний. Данные для каждой карты равномерно по-

крывали все долготы, поэтому в результате получилось довольно гладкое распределение $foF2$ и $hmF2$, которое дополнительно корректировалось в процессе обработки и анализа данных. В данной работе рассматриваются только вариации $foF2$.

3. РАЗВИТИЕ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

На рисунке 1 представлено распределение $foF2$ в период развития ЭА, а именно для 07–14 LT, а на рисунке 2 приведены широтные профили $foF2$ в наиболее характерных долготных секторах – Азиатском (90°) и Американском (300°). В первом из них геомагнитный экватор расположен максимально далеко к северу от географического экватора, а, во втором, наоборот, к югу. Зимой, также как и летом, сначала формируется зимний гребень ЭА. Это хорошо известный факт [Lyon and Thomas, 1963; Thomas, 1968] и он четко проявился на обоих рисунках. Этот факт оспаривался в работе [Walker and Chen, 1976], в которой по данным Alouette-1 в Азиатском секторе (105°) для высокой солнечной активности для декабря 1969–января 1970 была обнаружена обратная асимметрия: днем летний (южный) гребень оказался на 8% больше и на 8° DIP дальше от экватора. Однако в более позднем обзоре [Walker, 1981], основанном на наземных данных, утверждалось, что при любом солнцестоянии и в любом долготном секторе зимний гребень развивается раньше и он больше по величине. Зимний гребень появляется в 08 LT на всех долготах на широте $\sim 20^\circ$, а в секторе 285° на 5° . С течением времени зимний гребень отходит от экватора и развивается, быстро с 08 до 10 LT, более медленно с 10 до 12 LT. В 14 LT на одних долготах северный гребень больше чем в 12 LT, на других меньше, но в среднем ситуация остается стабильной весь световой день. В обзоре [Rajaram, 1977] по наземным данным в Азиатском секторе для высокой активности показано, что зимний гребень все время намного больше летнего. Сильную асимметрию гребней наблюдал и [Thomas, 1968] в Африканском секторе по сравнению с Американским. Однако на рис. 2 асимметрия ЭА не очень четко выражена, ни в Азиатском, ни в Американском секторе. Не очень сильная асимметрия была получена и по данным TEC GPS в долготном секторе 120° в работе [Zhao et al., 2009].

Ситуация в южном полушарии более сложная. В 07 LT электронная концентрация в южном полушарии выше, чем в северном, под действием солнечной ионизации, поэтому южный гребень формируется на более высоком фоновом уровне. В 08 LT в южном полушарии наблюдается максимум $foF2$ на $-(40^\circ-50^\circ)$, не связанный с ЭА, поскольку находится слишком далеко по широте для нормального гребня ЭА, образованного фон-

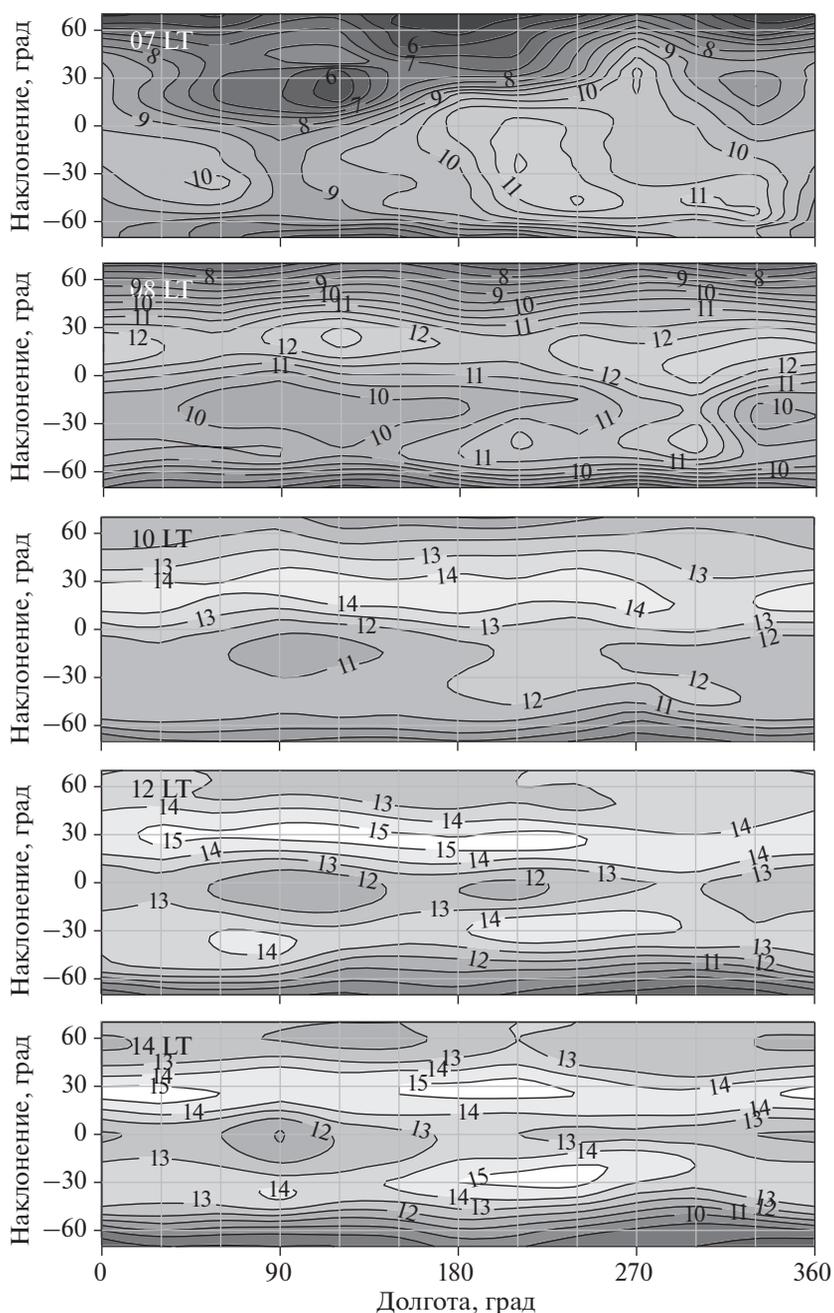


Рис. 1. Распределение $foF2$ (LT-карты) в период развития ЭА для 07, 08, 10, 12 и 14 LT.

тан-эффектом. В результате минимум $foF2$ оказывается сдвинутым в летнее полушарие и это не экваториальный провал ионизации, связанный с ЭА – рис. 2. В 10 LT положение максимума $foF2$ соответствует положению северного гребня только на долготах 180° – 270° . На остальных долготах в южном полушарии этот максимум по-прежнему находится слишком далеко от экватора – рис. 2. К 12 LT южный летний гребень интенсивно развивается и почти сравнивается по величине с северным зимним. В Азиатском долготном секторе

он все также очень далеко отстоит от экватора, но теперь это связано с очень сильно развитой аномалией, как показывает рис. 1. Ситуация для 14 LT принципиально не отличается от 12 LT. Это подтверждают и данные Alouette-1, согласно которым летний южный гребень на долготах Сингапура 2 декабря 1962 г. в 14:05 LT находился на $-40^{\circ} I$, а в долготном секторе $75^{\circ} W$ – на широте $-10^{\circ} I$ [King et al., 1967].

Можно предположить, что максимум $foF2$ в южном полушарии формируется совместным

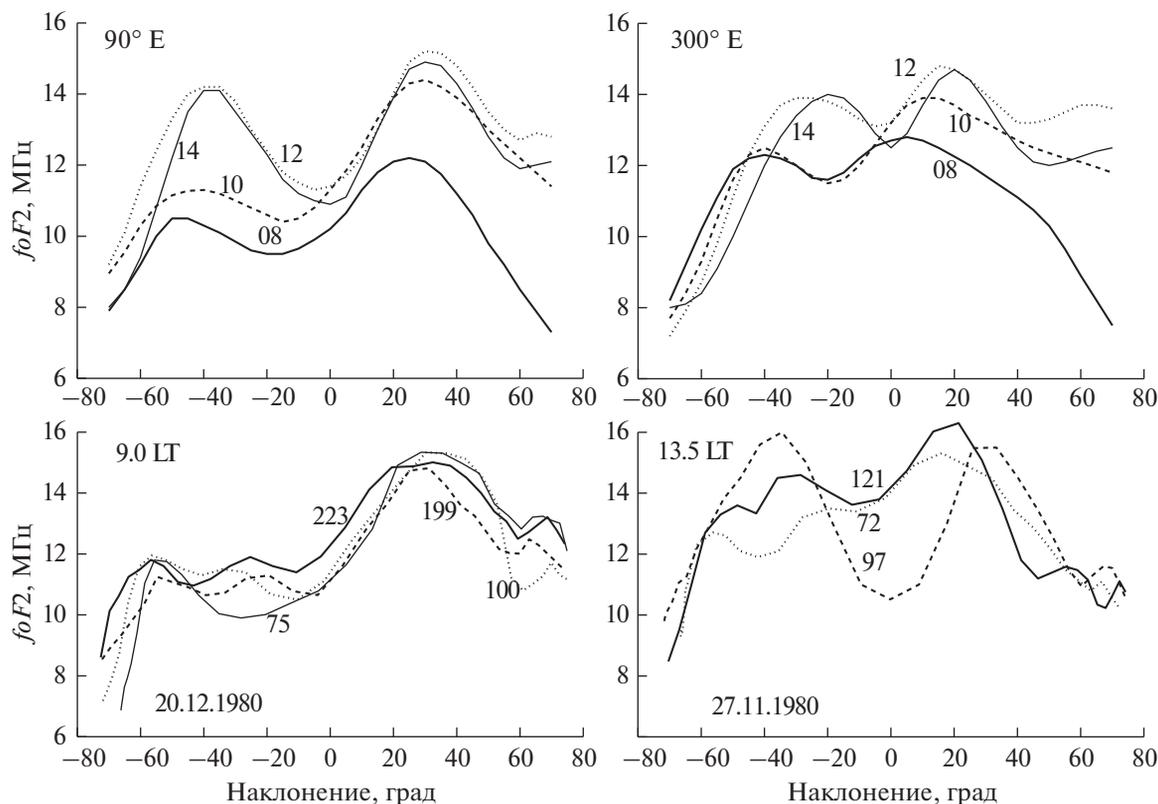


Рис. 2. Вверху: Усредненные широтные вариации $foF2$ для 08, 10, 12 и 14 LT в наиболее характерных долготных секторах 90° и 300° . Внизу: индивидуальные пролеты спутника на разных долготах в утренней ионосфере 20 декабря 1980 г. и в послеполуденной ионосфере 27 ноября 1980 г.

действием вертикального дрейфа плазмы, нейтрального ветра и солнечной ионизации. Иначе говоря, южный гребень формируется на фоне среднеширотного максимума $foF2$. Это хорошо видно на рис. 2. На верхней панели рис. 2 показаны усредненные, сглаженные широтные профили $foF2$. На нижней панели приведены индивидуальные пролеты спутника на разных долготах в утренней (20 декабря 1980 г.) и послеполуденной (27 ноября 1980 г.) ионосфере (местное время на экваторе 9:00 и 13:30 соответственно). Видно, что утром в южном полушарии на одних пролетах регистрируется один, более высокоширотный максимум $foF2$, а на других еще один – более низкоширотный. Низкоширотный максимум находится примерно на широтах северного гребня ЭА и, по-видимому, является южным гребнем ЭА, образованным фонтан-эффектом. Однако при усреднении этот максимум сглаживается. В 13:30 LT в Азиатском секторе наблюдается похожая ситуация. Таким образом, южный, летний гребень начинает формироваться с ~ 09 LT, но до полудня маскируется более мощным высокоширотным максимумом $foF2$. Ситуация с летним южным гребнем очень похожа на ситуацию с летним се-

верным гребнем в период летнего солнцестояния [Карпачев, 2020].

В литературе нет других данных по $foF2$ для зимних условий при высокой солнечной активности, чтобы подтвердить этот вывод. Только по данным TEC GPS, полученным в долготном секторе 120° для $F10.7 > 150$ можно проследить динамику ЭА для зимних условий [Zhao et al., 2009]. На рисунке 5 из этой работы видно, что зимний северный гребень начинает формироваться с ~ 09 LT, а южный летний несколько позже – с 10–11 LT. При этом оба гребня практически симметричны относительно геомагнитного экватора, и соответственно более высокоширотный максимум электронной концентрации не наблюдается.

При низкой солнечной активности летний гребень начинает формироваться в Азиатском секторе с 07–08 LT на широтах 10° – 20° I по данным работы [King, 1968], полученным по свечению неба. Однако по данным Alouette-1 на долготах Сингапура 2 декабря 1962 г. в 14:05 LT летний гребень находился на той же самой широте -40° I, как и на рис. 2 [King et al., 1967]. Соответственно ЭА начинает проявляться в 08–09 LT по данным Alouette-1 в Американском секторе [Sharma and Hewens, 1976]. Динамика ЭА детально, для каж-

дого часа, прослежена по данным FORMOSAT-3/COSMIC при низкой солнечной активности (январь–февраль 2007) в работе [Ram et al., 2009]. Из рисунка 2 этой работы видно, что зимний гребень начинает появляться в 08–09 LT, а летний гребень только в 09–10 LT. Зимний гребень на всех долготах формируется в 09–10, а оба гребня в период 10–11 LT. Суммируя все вышесказанное, можно заключить, что в зимних условиях ЭА с двумя гребнями начинает проявляться в 09–10 LT, а четко выраженная – в 10–11 LT.

Что касается динамики развития летнего гребня аномалии на фоне среднеширотного максимума $foF2$, то этот вопрос стоит рассмотреть более детально, и экспериментально, и теоретически.

К полудню ЭА лучше всего развита на долготах 90° – 120° по сравнению с другими долготами. Что касается запаздывания в развитии ЭА на долготах Америки, его отмечали во многих ранних исследованиях. Однако они относятся, в основном, к низкой солнечной активности и/или равноденствию (например, [Lyon and Thomas, 1963; Hopkins, 1972; Sharma and Hewens, 1976; Rajaram, 1977]). Анализ рисунков 1 и 2 показывает, что в Американском долготном секторе ЭА более слабо развита, но сказать на основании данных ИК-19, что она формируется здесь позже, нельзя.

Рассмотрим долготные вариации параметров дневной ЭА. Вариации $foF2$ с долготой на геомагнитном экваторе были впервые выделены по данным ИК-19 [Карпачев, 1988]. На рисунке 3 на верхней и средней панелях сплошной кривой показаны соответственно долготные вариации $foF2$ над экватором и степени развития ЭА, обозначенной как принято EAI (Equatorial Anomaly Intensity). Степень развития ЭА определялась как отношение $foF2$ в максимуме зимнего гребня к $foF2$ в экваториальной впадине, т.е. $EAI = foF2_{\text{Г}}/foF2_{\text{Э}}$. Вариации обоих параметров были получены усреднением данных для 12 LT и представлены на рис. 3 с шагом 30° по долготе. Для сравнения штриховой кривой приведены также долготные вариации скорости вертикального дрейфа плазмы W над экватором в период развития ЭА. Они были получены по данным спутника ROCSAT-1 для зимних (ноябрь–февраль) спокойных условий в 1999–2004 г. для высокой солнечной активности ($F10.7 > 180$) [Kil et al., 2009].

Суточная картина вертикального дрейфа подобна всю зиму, от месяца к месяцу изменяется только амплитуда. Поэтому на рис. 3 для сравнения были выбраны вариации скорости дрейфа для декабря, которые были отсчитаны с цветного рис. 5 из работы [Kil et al., 2009]. В них наблюдаются два минимума и два максимума. Максимум на 210° начинался с 09 LT, достигал наибольших значений в 10–11 LT и к 12 LT резко уменьшался. Менее сильный максимум на 120° начинался око-

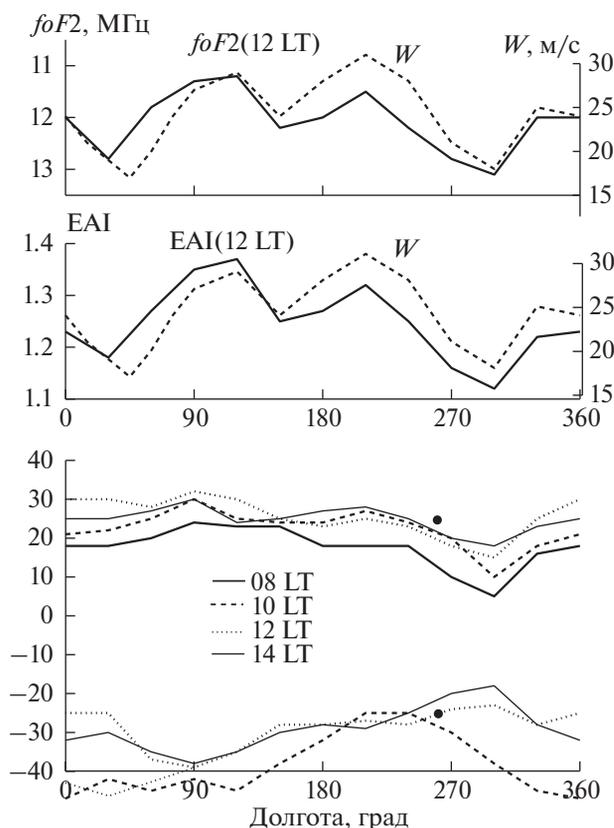


Рис. 3. Вверху: долготные вариации $foF2$, степени развития аномалии EAI и скорости вертикального дрейфа плазмы W [Kil et al., 2009], внизу: долготные вариации положения гребней ЭА для разных часов местного времени. Точки – положение гребней по данным Alouette для полудня [Sharma and Hewens, 1976].

ло $10:30$ LT и достигал наивысших значений в 12 LT. В результате этот более слабый максимум вызвал более сильное падение $foF2$ над экватором в 12 LT, чем второй (ось Y для $foF2$ перевернута на рис. 3). (Второй минимум $foF2$ на долготах 180° – 240° еще более слабо проявился в 14 LT). Из-за разной временной задержки нельзя ожидать полного соответствия между $foF2$ и W , тем не менее, наблюдаемое соответствие между ними довольно высокое, во всяком случае, экстремумы практически совпадают. Сказанное полностью относится и к вариациям EAI. Они подобны вариациям $foF2$, что означает, что степень развития ЭА определяется в основном вариациями $foF2$ над экватором, которые, в свою очередь, определяются вариациями скорости вертикального дрейфа плазмы. Это хорошо известный факт, удивляет только высокая согласованность всех рассматриваемых величин, несмотря на разную временную задержку между дрейфом и параметрами ЭА. Отметим также, что зимой в долготных вариациях всех величин доминирует 3-я гармо-

ника, в отличие от лета и равноденствия, когда днем наблюдается сильная 4-ая гармоника [Fejer et al., 2008; Oh et al., 2008; Ram et al., 2009; Huang et al., 2010]).

На рисунке 3 внизу приведены долготные вариации положения северного и южного гребней ЭА для 08–14 LT. Их динамика в период развития ЭА уже, фактически, обсуждалась выше. Сначала, в 08 LT, появляется зимний гребень аномалии. Его положение сильно изменяется с долготой (от 5° до 24° I), среднее значение составляет $\sim 18.5^\circ$ I . С 08 до 10 LT гребень сильно увеличивается по величине и отходит от экватора на $\sim 5^\circ$ I . Затем развитие зимнего гребня замедляется, он отходит от экватора к 12 LT всего на 2.5° I и фактически стабилизируется, поскольку среднее положение его к 14 LT не изменяется, а разница в долготных вариациях между 12 и 14 LT находится фактически в пределах точности определения положения максимума гребней.

Летний, т.е. южный гребень начинает проявляться только в 10 LT и только на долготах 210° – 240° . Максимум $foF2$, который представлен для 10 LT сплошной непрерывной кривой, на остальных долготах не является гребнем ЭА, поскольку, как теперь хорошо видно, расположен слишком далеко от экватора для “нормального” гребня. Этот максимум на долготах 00° – 60° регистрировался даже в 12 LT, что показывает отрезок кривой на рис. 3. “Нормальный” летний гребень на всех долготах сформируется только к 12 LT.

Таким образом, ЭА с двумя развитыми гребнями формируется только к полудню. В это время величина $foF2$ в гребнях экваториальной аномалии достигает максимальных значений 14–15 МГц и сохраняется такой весь дневной период. Среднее положение северного гребня в полдень составляет $\sim 25^\circ$, а южного $\sim 30^\circ$, таким образом, асимметрия гребней ЭА в период зимнего солнцестояния и в положении, и в величине (рис. 2) скорее умеренная, чем сильная. Соответственно экваториальный провал в $foF2$ сдвинут на несколько градусов в южное полушарие.

Наиболее далеко гребни ЭА отстоят от экватора в долготном секторе 90° , а наиболее близко в долготном секторе 270° . Соответственно ЭА в Азиатском секторе наиболее развитая, а в Американском – наименее. Общая ширина гребней ЭА в 12–14 LT достигает в терминах магнитного склонения $\sim 70^\circ$ I в долготном секторе 90° и 40° I в долготном секторе 300° . По данным спутника Alouette в Американском секторе (90° – 55° W) для низкой солнечной активности зимой оба гребня ЭА находились на широте $\sim 25^\circ$ [Sharma and Hewens, 1976]. Это точно соответствует южному гребню в полдень и дальше от экватора в северном полушарии в этом же секторе на рис. 3.

Нет других данных по $foF2$ для высокой солнечной активности для сравнения с полуденными данными ИК-19 на рис. 1. Но есть распределение плотности ионов, полученное для декабрьского солнцестояния, $F10.7 = 200$, 13 LT и представленное на рис. 9 в работе [Chen et al., 2016]. Это распределение было получено по данным спутника ROCSAT-1 на довольно большой высоте 600 км, тем не менее, оно неплохо согласуется с распределением $foF2$ для 12 LT на рис. 1. Данные ROCSAT-1 показывают наиболее развитую ЭА на долготах 180° – 210° , несколько менее развитую на долготах 90° – 120° и совсем слабо развитую на 30° – 60° и 300° . Отметим, что долготные вариации гребней аномалии по данным ИК-19 и ROCSAT-1 также очень похожи.

Есть еще одно распределение плотности ионов N_i , полученное для зимних полуденных условий высокой солнечной активности по данным спутника CHAMP на высоте 400 км [Liu and Watanabe, 2008]. Оно представлено на рис. 3 в этой работе в виде отклонений от зонально-средних значений, т.е. представляет вариации N_i с долготой. Сравнение с долготными вариациями $foF2$ для 12 LT на рис. 1 показывает, что все максимумы плотности ионосферной плазмы, кроме одного, практически совпадают. Т.е. оба спутника показывают, в общем, похожую структуру ЭА для полуденных условий высокой солнечной активности.

Наконец есть распределение $foF2$, которое можно прямо сравнить с распределением для 12 LT на рис. 1. Оно было получено по данным COSMIC, но относится к низкой солнечной активности $F10.7 = 76.4$ [Zeng et al., 2008]. Интересно отметить, что это распределение $foF2$ неплохо согласуется с рис. 1 в западном полушарии и хуже в восточном, поскольку показывает максимально развитую ЭА на 150° , а не на 90° – 120° . Связано ли это разногласие с разницей в структуре ЭА для высокой и низкой солнечной активности, или объясняется недостатками массивов данных, предстоит выяснить.

4. ВЕЧЕРНЕЕ УСИЛЕНИЕ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

После того, как ЭА в 12 LT достигла локального максимума, она несколько часов находится в относительно стабильном состоянии. Ситуация быстро меняется в вечерние часы. На рисунке 4 приведено распределение $foF2$ для дневных-вечерних часов местного времени (16, 18, 20 и 22 LT), на рис. 5 – широтные профили $foF2$ для этих моментов времени в характерных долготных секторах, а на рис. 6 – вариации параметров ЭА с долготой. Проследим динамику ЭА в вечерние часы по этим графикам. Распределение $foF2$ для 16 LT практически не отличается от полуденного. Электронная концентрация в максимумах греб-

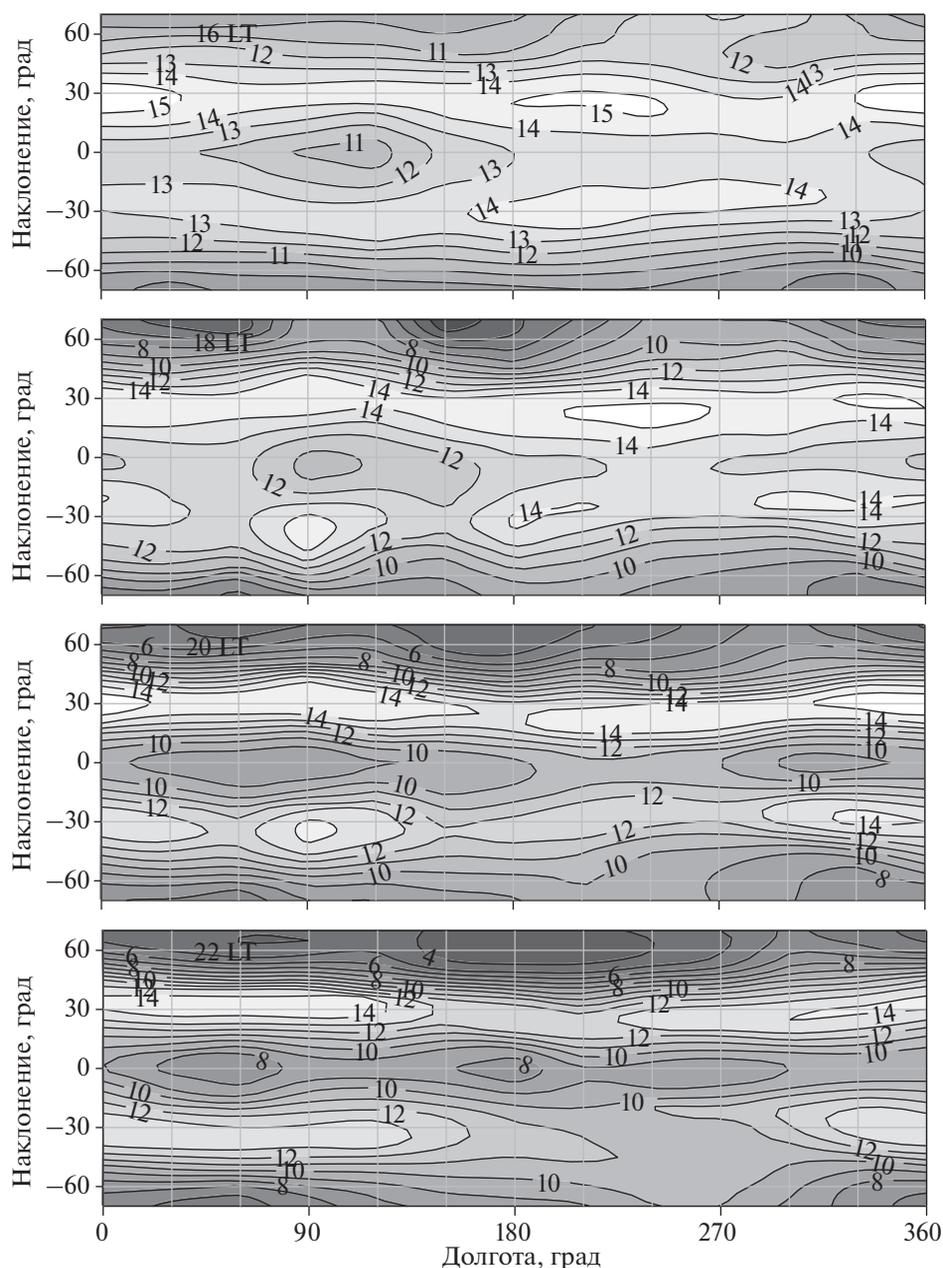


Рис. 4. Распределение $foF2$ для 16, 18, 20 и 22 LT.

ней остается постоянной, 14–15 МГц, ЭА более сильно развита в Азиатском секторе, и менее сильно в Американском. В 18 LT начинается перестройка структуры ЭА. Электронная концентрация на низких/средних широтах уменьшается к вечеру с уменьшением освещенности ионосферы, поэтому гребни аномалии становятся более узкими. Электронная концентрация над экватором остается высокой, поэтому ЭА в 18 LT немного меньше развита, чем в полдень.

После вечернего (18–19 LT) всплеска вертикального дрейфа плазмы происходит резкая ин-

тенсификация ЭА, что четко проявляется в 20 LT. Электронная концентрация в гребнях и на средних широтах еще немного уменьшается с уменьшением освещенности. А над экватором она сильно уменьшается под действием фонтан-эффекта, так что гребни аномалии становятся еще уже, а степень развития ЭА достигает максимума. ЭА по-прежнему наиболее сильно развита в Азиатском секторе 90° , менее сильно в Американском секторе 300° и совсем слабо развита в долготном секторе 210° , поэтому на рис. 5 приведены именно эти долготные сектора. Все это четко видно из рис. 5 и рис. 6.

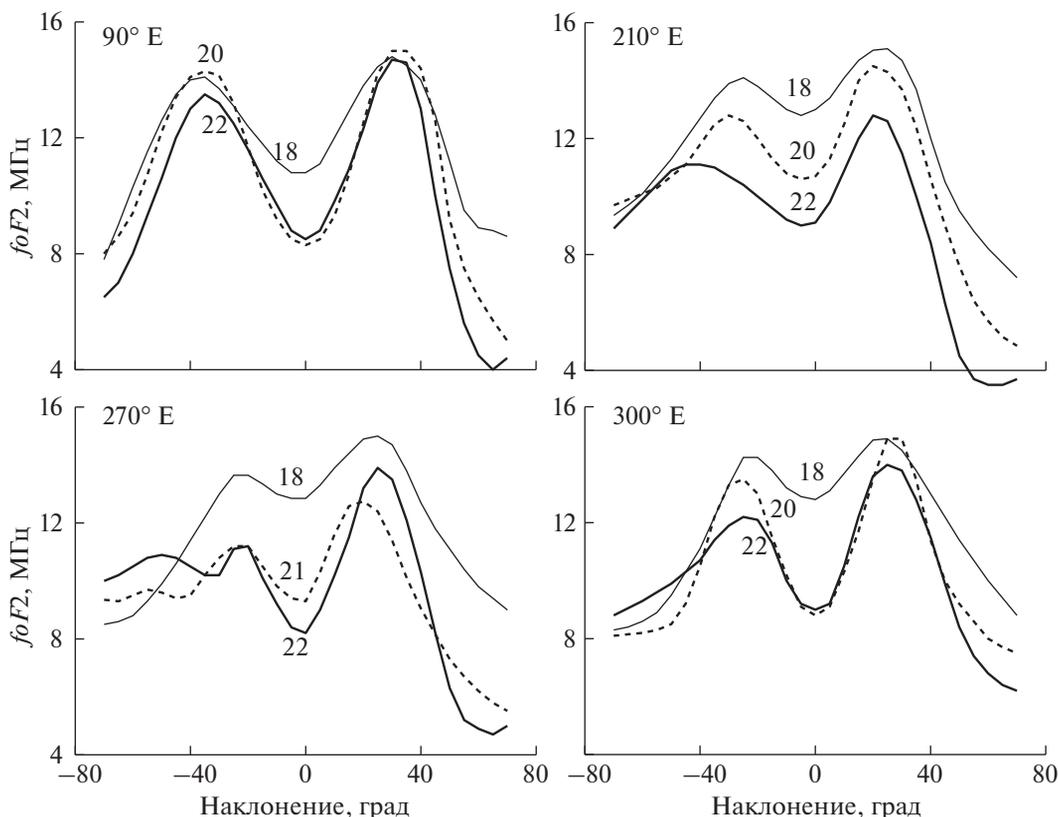


Рис. 5. Широтные вариации $foF2$ для 18, 20 и 22 LT в наиболее характерных долготных секторах 90° , 210° , 270° и 300° . В долготном секторе 270° E приведен профиль для 21 LT вместо 20 LT.

На рисунке 6 вверху приведены долготные вариации $foF2$ над экватором, степени развития аномалии EAI для 20 LT и скорости вертикального дрейфа плазмы W . Вариации W были выделены по данным ROCSAT-1 для высокой солнечной активности ($F10.7 = 200$) для зимних условий во время вечернего всплеска дрейфа (18–19 LT) в работе [Fejer et al., 2008]. Из рисунка 6 видно, что также, как и в период утреннего развития ЭА, долготные вариации $foF2$ и EAI в общем определяются вариациями скорости вертикального дрейфа плазмы. Во всяком случае, экстремумы близки по долготе. При этом в параметрах ЭА явно прослеживается две гармоники. Корреляция этих параметров неполная, отличие явно связано с наличием сильной первой гармоники в вариациях ЭА. Происхождение этой гармоники обсуждать нецелесообразно, пока не будет уверенности, что она не связана с недостатками измерений параметров экваториальной ионосферы.

На рисунке 6 внизу приведены долготные вариации положения гребней для 20, 21 и 22 LT. Как и следовало ожидать, оба гребня расположены максимально далеко от экватора (33° – 35° I) в секторе 90° , где ЭА наиболее развита, и максимально близко к экватору (20° – 22° I) на долготах 210° –

270° , где ЭА слабо развита. Северный гребень показывает стабильное поведение в вечернее время. Поведение южного гребня гораздо более сложное, как видно из рис. 5 и 6. Оно определяется формированием в южном летнем полушарии в Американском секторе так называемой аномалии моря Уэдделла (WSA). Эта аномалия была обнаружена в виде ночного максимума $foF2$, превышающего относительно низкие дневные значения [Bellchambers and Pigott, 1958]. WSA интенсивно исследовалась в последние годы, в том числе и по данным ИК-19 [Карпачев и др., 2011; Klimenko et al., 2015]). WSA начинает проявляться в виде второго пика $foF2$ в 21 LT в долготном секторе 270° (рис. 5). Соответственно этот второй пик отмечен и на рис. 6 для 21 и 22 LT. Причем в 22 LT максимум $foF2$ скачком меняет свое положение.

Отметим, что все время, весь день и вечер, зимний гребень остается больше летнего, наибольшая асимметрия наблюдается в секторе 270° .

5. РАСПАД ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

Рассмотрим распад ЭА. На рисунке 7 приведены распределения $foF2$ для 00, 02 и 04 LT, а на рис. 8 – широтные вариации $foF2$ для этих часов

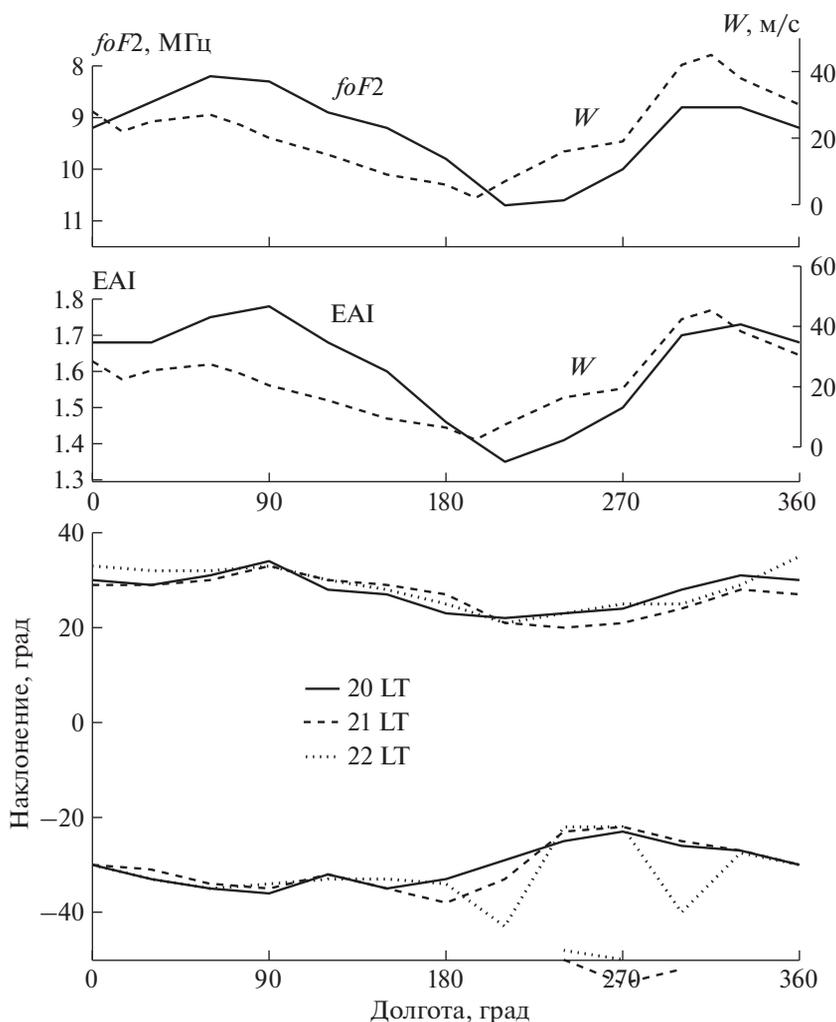


Рис. 6. Вверху: долготные вариации $foF2$, степени развития аномалии EAI для 20 LT и скорости вертикального дрейфа плазмы W [Fejer et al., 2008] для 18–19 LT. Внизу: долготные вариации положения гребней ЭА для разных часов местного времени.

местного времени в разных долготных секторах. Профили $foF2$ для 20 LT приведены для сравнения. В период распада ЭА электронная концентрация на всех широтах неосвещенной экваториальной ионосферы падает под действием рекомбинации. Вертикальный дрейф плазмы меняет свое направление: дрейф, направленный вниз, сгоняет ионосферную плазму вдоль силовых линий с больших высот на малые [Balan and Bailey, 1995]. Результат этого процесса зависит от солнечной активности. При низкой солнечной активности запаса плазмы в плазмосфере не хватает, она быстро истощается и ЭА распадается сразу после вечернего всплеска вертикального дрейфа [Balan and Bailey, 1995]. При высокой солнечной активности запаса плазмы достаточно для того, чтобы дрейф, направленный вниз, долго поддерживал гребни ЭА на высоком уровне. Именно это и наблюдается на рис. 7, видно, что

довольно хорошо развитая ЭА существует даже в полночь.

Действие рекомбинации хорошо видно из рис. 8: после максимума развития ЭА в 20 LT электронная концентрация резко падает на всех широтах, сильнее в гребнях, меньше над экватором. После полуночи быстрый распад ЭА продолжается, при этом зимний северный гребень распадается гораздо быстрее южного, т.е. формируется асимметрия обратная той, которая наблюдалась при развитии ЭА. Это хорошо известный факт, зарегистрированный еще в работе [Thomas, 1968]. Он объясняется действием меридионального ветра — днем ветер ускоряет диффузию в сторону зимнего гребня, а ночью увеличивает рекомбинацию, поскольку сносит плазму на более низкие высоты. Тем не менее, еще в 02 LT слабо развитая ЭА существует почти на всех долготах, исключая

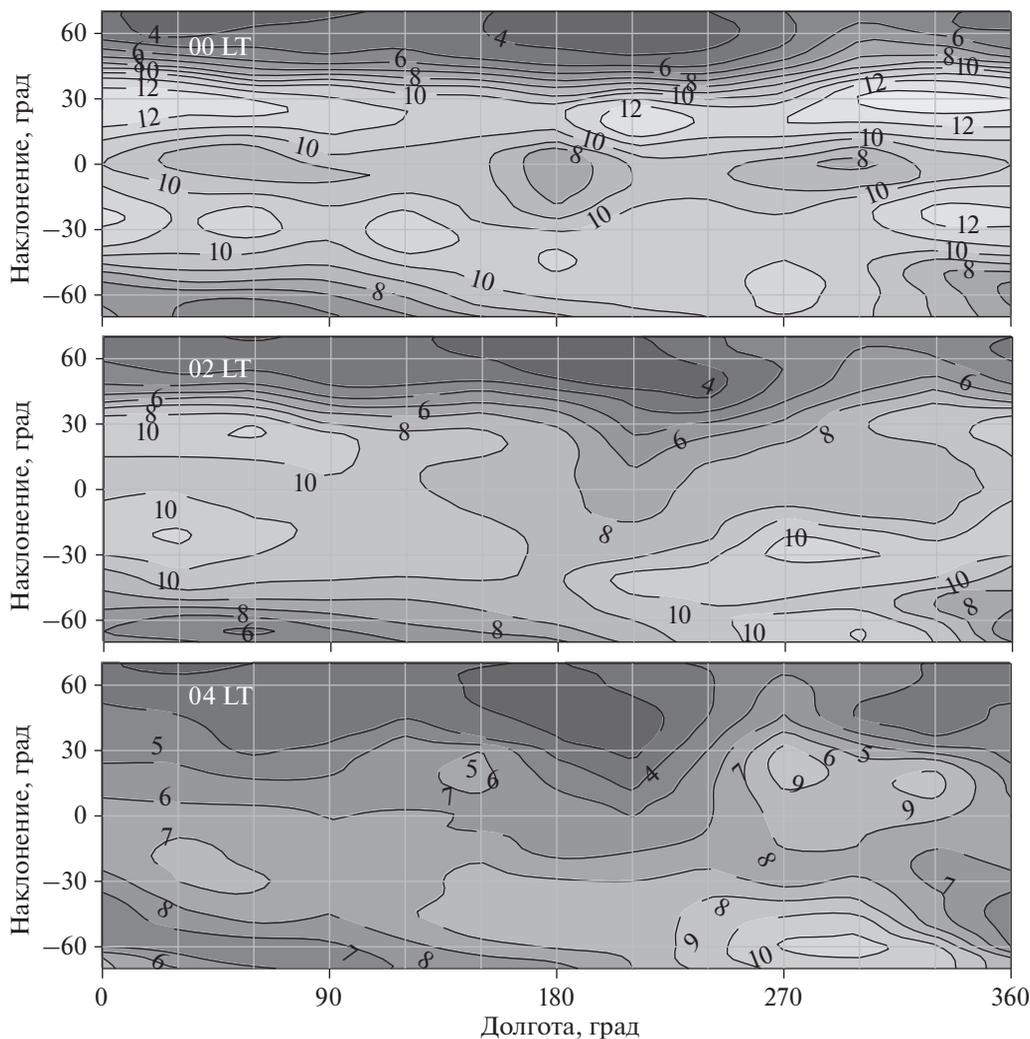


Рис. 7. Распределение $foF2$ для 00, 02 и 04 LT.

долготный сектор 210° , где зимний гребень четко не регистрируется.

Зимний гребень практически полностью распадается к 04 LT. Ситуация в южном летнем полушарии сложная, поскольку, как уже было показано выше, она связана с развитием WSA. В долготном секторе 180° – 330° , начиная с 21 LT, полярнее нормального гребня аномалии формируется второй, среднеширотный максимум $foF2$ – рис. 8. Он четко проявляется в 00 LT на LT-карте (рис. 7) и на широтных разрезах на долготах 210° и 270° на рис. 8. В 04 LT в долготном секторе 270° в северном полушарии на широтах нормального гребня аномалии регистрируется заметный максимум $foF2$, южный гребень отсутствует, и на этом низком фоне четко проявляется максимум $foF2$, связанный с WSA. Динамика обоих максимумов $foF2$ в южном полушарии рассмотрена ниже.

Вариации положения гребней ЭА в период ее распада приведены на рис. 9 внизу. Во время рас-

пада ЭА гребни сдвигаются к экватору и уменьшаются по величине. Такое стандартное поведение наблюдается в зимнем полушарии: северный гребень сдвигается к экватору и уменьшается вплоть до исчезновения к 04 LT. В южном полушарии наблюдается сложная картина, хотя ее интерпретация больших трудностей не вызывает. В полночь, также как и в северном полушарии, вблизи широты -25° I наблюдается “нормальный” гребень аномалии. Начиная с долготы 180° , он сопровождается вторым, среднеширотным максимумом $foF2$, связанным с WSA. В 02 LT южный гребень, также как и северный движется к экватору, однако на долготах 180° – 270° на промежуточной широте наблюдается максимум $foF2$. Отметим, однако, что это становится понятным только в рамках полного анализа динамики экваториальной ионосферы с течением времени.

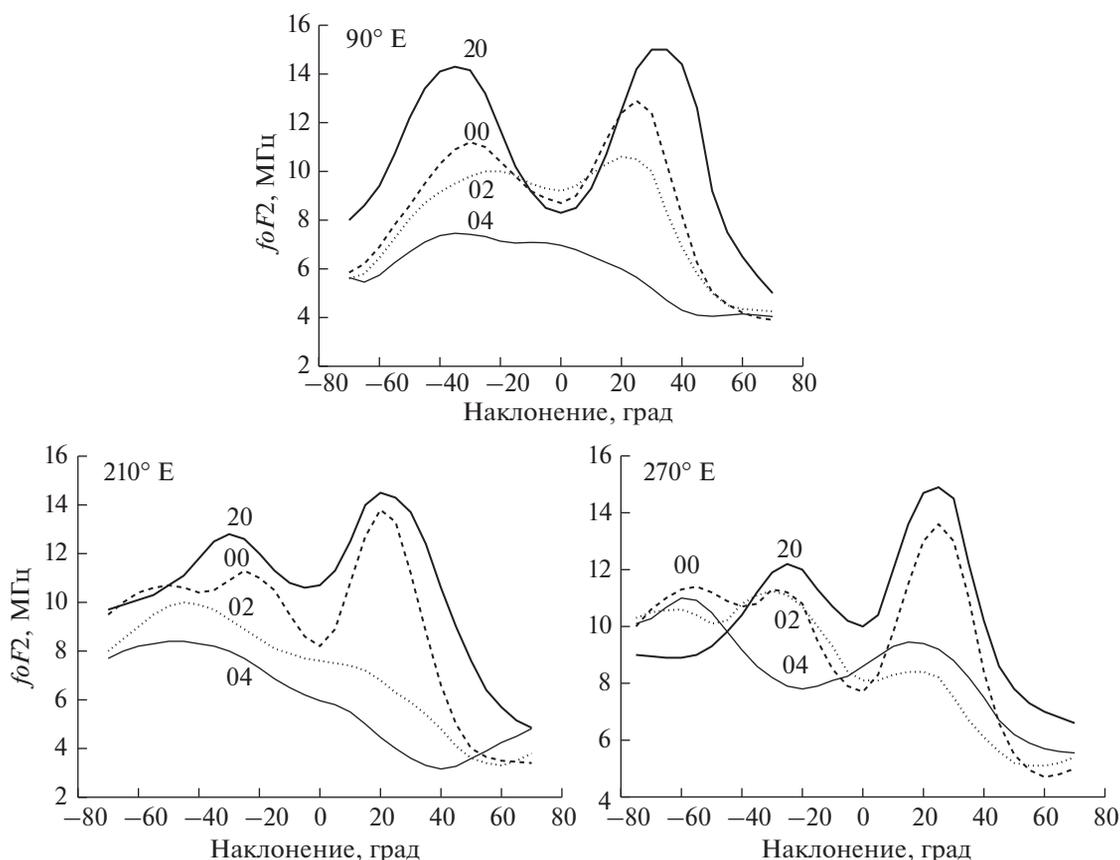


Рис. 8. Широтные профили $foF2$ для 20, 22, 02 и 04 LT в долготных секторах 90° , 210° и 270° .

Наконец, в 04 LT южный гребень аномалии при движении к экватору деградирует и вообще не наблюдается в западном полушарии на фоне максимума $foF2$, сформированного WSA. Этот максимум на долготах 180° – 330° находится все время примерно на тех же самых долготах. Но что интересно, начинается он на широте $32^\circ I$ в долготном секторе 60° , т.е. максимум на долготах 60° – 180° является как бы продолжением WSA. Поскольку главной причиной образования WSA является нейтральный ветер, он и является причиной образования этого максимума.

В долготном секторе 90° ЭА в полночь наиболее слабо развита по контрасту с остальным днем. После полуночи гребни аномалии монотонно сдвигаются к экватору, и к 04 LT аномалия перестает существовать. В Американском секторе ЭА, наоборот, наиболее сильно развита в полночь. Затем зимний гребень быстро распадается, сдвигаясь к экватору. Динамика аномалии в южном полушарии определяется WSA. Наконец, в долготном секторе 210° ЭА также довольно хорошо развита в полночь. А в 02 LT максимум $foF2$ в южном полушарии, скорее всего, является суммой среднеширотного увеличения и нормального

гребня аномалии. Но это трудно определить как развитие аномалии.

6. СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

Рассмотрим суточные вариации характеристик ЭА. На рисунке 10 вверху приведены суточные вариации степени развития ЭА. Они были получены усреднением данных отдельно для долгот 90° – 120° и 270° – 300° . Там же приведены вариации вертикального дрейфа плазмы, выделенные в работе [Fejer et al., 2008] по данным ROCSAT для зимних условий при высокой солнечной активности. ЭА начинает формироваться с 08 LT. Ясно, что это происходит после изменения направления скорости вертикального дрейфа плазмы и включения фонтан-эффекта. Однако, как было показано выше, и что видно на рис. 10 в середине, в это время в Азиатском долготном секторе существует только один, зимний северный гребень, а в Американском секторе ЭА в 08 LT вообще не развита, поэтому значение EAI было положено равным 1. В 10 LT в обоих долготных секторах наблюдаются уже оба гребня ЭА, после чего степень развития ЭА растет и достигает локального днев-

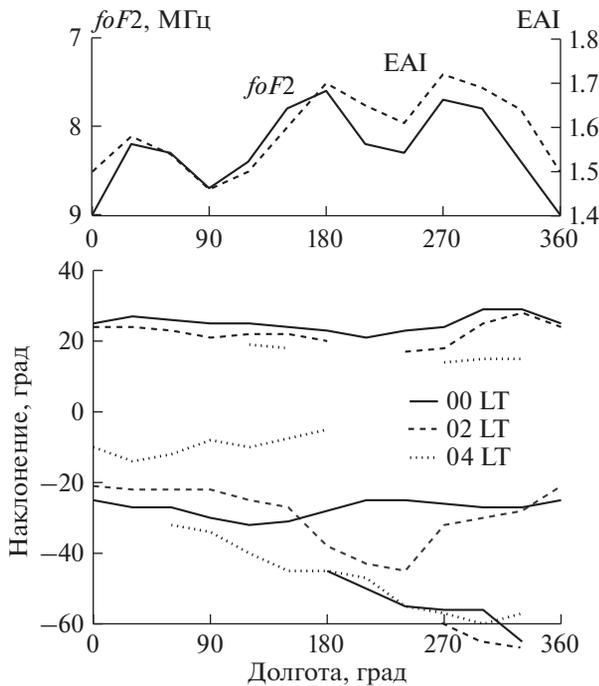


Рис. 9. Вверху: долготные вариации $foF2$ и степени развития аномалии EAI для 00 LT. Внизу: долготные вариации положения гребней (максимумов $foF2$) для 00, 02 и 04 LT.

ного максимума в 12 LT. Этот максимум безусловно связан (с вполне объяснимой задержкой) с локальным максимумом скорости дрейфа плазмы в 10 LT. Этот максимум более четко проявляется именно в Азиатском секторе [Matuura, 1981]. Полуденный максимум EAI связан с полуденным уменьшением $foF2$, которое наблюдается в виде так называемого bite-out как раз на долготах Индии [Rao, 1963].

Затем степень развития ЭА уменьшается к 16 LT, после чего сначала медленно, а затем очень быстро достигает максимума в ~20 LT. Этот максимум наблюдается с задержкой 1.5–2.0 ч после вечернего всплеска скорости вертикального дрейфа плазмы, и он больше в Азиатском секторе. После этого величина EAI падает к 04 LT, но в Американском секторе в полночь наблюдается локальный максимум в развитии ЭА, как уже отмечалось выше. Этот небольшой максимум связан с долготным эффектом в южном полушарии, где в околополуночные часы величина $foF2$ максимальна на долготах 270° – 300° в большом диапазоне широт, включая максимум южного гребня. Долготный эффект на средних широтах обусловлен, в основном, действием нейтрального ветра. Таким образом, это усиление EAI связано не с усилением фонтан-эффекта, а с эффектом нейтрального ветра. Развитие (resurgence) гребней ЭА отмечалось и в других работах. Так в работе [Walker et al.,

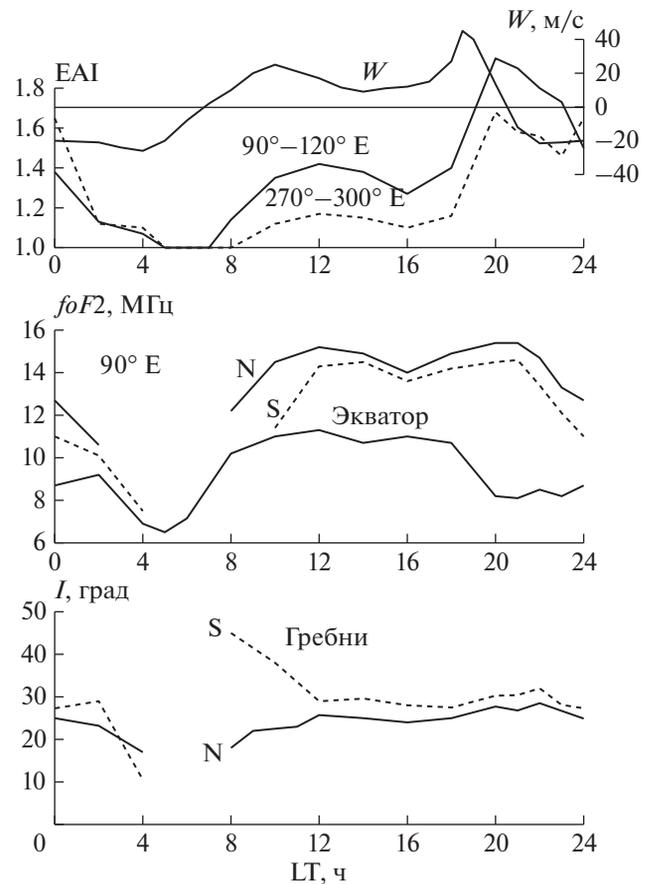


Рис. 10. Вверху: вариации скорости вертикального дрейфа плазмы [Fejer et al., 2008], и степени развития ЭА на долготах 90° – 120° E (сплошная кривая) и на долготах 270° – 300° E (штриховая кривая). В середине: суточные вариации $foF2$ на долготе 90° над экватором, а также в максимуме северного (N) и южного (S) гребней. Внизу: вариации среднего долготного положения гребней ЭА в северном и южном полушариях.

1994] утверждалось, что в Азиатском секторе оно имеет место в 03 LT в любой сезон при высокой солнечной активности. В работе [Yizengaw et al., 2009] по данным TEC TOPEX на 80° W для 27 апреля 2003 г., наблюдался минимум ЭА в 23:30 LT, а затем опять хорошо развитая ЭА, вплоть до 04 LT. По данным ИК-19 для равноденствия также отмечался уход гребней аномалии от экватора, вызывающий усиление ее интенсивности [Карпачев, 2018].

На средней панели рис. 10 приведены суточные вариации $foF2$ над экватором и в обоих гребневых аномалиях в долготном секторе 120° . Значения $foF2$ над геомагнитным экватором составляют 6.5–7.0 МГц в 04–06 LT, около 11 МГц днем и ~8 МГц вечером. Значения $foF2$ в гребнях ЭА днем и вечером достигают 14–15 МГц, при этом они несколько больше в зимнем гребне по сравнению с летним.

На рисунке 10 внизу приведены средние, для всех долгот, значения положения гребней аномалии. Как уже отмечалось выше, южный летний гребень расположен на несколько градусов дальше от экватора, чем северный зимний, асимметрия не очень сильная. Гребни наиболее далеко отходят от экватора в 20–22 LT, общая ширина составляет $\sim 60^\circ I$. Динамика северного зимнего гребня стандартная – на фазе развития ЭА он отходит от экватора, а на фазе распада сдвигается к экватору. Динамика южного гребня в общем такая же, но он начинает проявляться в 08 LT на широте $-45^\circ I$, и на самом деле в это время является среднеширотным максимумом $foF2$. Затем этот максимум плавно переходит в “нормальный” гребень, поэтому на рис. 10 их динамика представлена одной кривой.

7. ОБСУЖДЕНИЕ

Данная работа замыкает анализ вариаций $foF2$ в области ЭА по данным спутника Интеркосмос-19 для высокой солнечной активности в период равноденствия, летнего и зимнего солнцестояний. Каждый сезон характеризуется своими особенностями. Выделим главные особенности картины для зимнего солнцестояния. В зимних условиях сначала, с 08 LT, формируется зимний северный гребень аномалии. Летний южный гребень появляется гораздо позже, а четко выраженная на всех долготах ЭА формируется только к 10–11 LT. В 12 LT наблюдается локальный дневной максимум в развитии ЭА, связанный с дневным максимумом в скорости вертикального дрейфа плазмы W . Главный, вечерний максимум ЭА достигается в 20 LT, спустя 1.5–2.0 ч после вечернего всплеска скорости вертикального дрейфа плазмы. После переверота скорости дрейфа вниз, он еще долго поддерживает гребни ЭА на высоком уровне, так, что даже в полночь ЭА еще достаточно хорошо развита, в отличие от низкой солнечной активности. ЭА распадается к 04 LT и полностью отсутствует в период 05–07 LT, также как и в другие сезоны.

Значения $foF2$ над экватором испытывают довольно сильные вариации с долготой. В полдень и вечером они определяются, главным образом, вариациями скорости вертикального дрейфа плазмы. При этом, в отличие от остальных сезонов, в полдень в долготных вариациях $foF2$ наблюдаются три гармоники, вечером – две, а в полночь снова три. Это связано с влиянием нижней атмосферы на ионосферу области E , а следовательно, и на величину вертикального дрейфа (например, работа [Pancheva and Mukhtarov, 2012] и ссылки в ней).

Вариации степени развития аномалии EAI определяются, почти полностью, вариациями $foF2$ над геомагнитным экватором. ЭА в период

развития наиболее хорошо развита в Азиатском секторе (90°), менее сильно в Тихоокеанском (210°) и совсем слабо в Американском (300°). Вечером ЭА по-прежнему наиболее сильно развита в Азиатском секторе, менее сильно в Американском и совсем слабо в Тихоокеанском секторе. Наконец, в полночь ЭА наоборот, не очень сильно развита в Азиатском секторе, сильнее в Тихоокеанском и еще сильнее в Американском-Атлантическом (270° – 300°). Эти результаты подводят черту под многочисленными обсуждениями развития ЭА с местным временем в разных долготных секторах.

Зимний гребень весь день и вечер несколько больше летнего по величине, после полуночи наоборот – зимний гребень распадается быстрее летнего. Среднее (для всех долгот) положение зимнего гребня днем $\sim 25^\circ I$, южного $\sim 30^\circ I$, таким образом, и в положении гребней и их величине наблюдается не очень сильная асимметрия. Гребни наиболее далеко удалены от экватора в 20–22 LT, ширина аномалии в это время составляет $\sim 60^\circ I$.

Летний южный гребень в период развития ЭА, также как и северный во время летнего солнцестояния [Карпачев, 2020], формируется на фоне среднеширотного максимума $foF2$, по-видимому, связанного с нейтральным ветром. Специфической особенностью периода распада ЭА в период зимнего солнцестояния является совместная динамика летнего южного гребня аномалии и максимума $foF2$, связанного с аномалией моря Уэдделла (WSA). Эта динамика настолько сложная, что обычно вызывает много вопросов (см., например, [Horvath and Essex, 2003]).

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, создана наиболее полная на настоящий момент картина развития ЭА в течение суток для всех долгот в условиях высокой солнечной активности. Эту картину нельзя считать законченной, поскольку еще остается ряд исследованных проблем. Например, процесс развития летнего гребня на фоне среднеширотного максимума $foF2$ явно нуждается в дополнительном анализе. Полученные результаты будут положены в основу эмпирической модели $foF2$ экваториальной ионосферы, более точной, чем в международной модели IRI. Модель будет закончена в ближайшее время и установлена на сайте ИЗМИРАН. Аналогичную картину динамики ЭА можно создать и для условий низкой солнечной активности, поскольку экспериментальная база для этого была получена в последние годы. Это позволит провести детальное сравнение характеристик ЭА для разных сезонов и при разной солнечной активности, чтобы глубже понять механизмы формирования экваториальной ионосферы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Программы № 28 президиума РАН и Проекта Минобрнауки КП 19-270.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Карпачев А.Т. Характеристики глобального долготного эффекта в ночной экваториальной аномалии // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 28. № 1. С. 46–49. 1988.
- Карпачев А.Т., Гасилов Н.А., Карпачев О.А. Морфология и причины аномалии моря Уэдделла // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 6. С. 828–840. 2011.
- Карпачев А.Т. Суточные и долготные вариации структуры экваториальной аномалии в периоды равенств по данным ИСЗ “Интеркосмос-19” // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 3. С. 423–433. 2018. <https://doi.org/10.7868/S0016794018030124>
- Карпачев А.Т. Вариации структуры экваториальной аномалии в период летнего солнцестояния по данным ИСЗ “Интеркосмос-19” // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 60. № 2. С. 229–241. 2020. <https://doi.org/10.31857/S0016794020020066>
- Balan N., Bailey G.J. Equatorial plasma fountain and its effects: possibility of an additional layer // J. Geophys. Res. V. 100. № 11. P. 21421–21432. 1995. <https://doi.org/10.1029/95JA01555>
- Bellchambers W.H., Piggott W.R. Ionospheric measurements made at Halley Bay // Nature, V. 182. P. 1596–1597. 1958. <https://doi.org/10.1038/1821596a0>
- Chen Y., Liu L., Le H., Wan W., Zhang H. Equatorial ionization anomaly in the low-latitude topside ionosphere: Local time evolution and longitudinal difference // J. Geophys. Res. V. 121. P. 7166–7182. 2016. <https://doi.org/10.1002/2016JA022394>
- Eccles D., King J.W. A review of topside sounder studies of the equatorial ionosphere // Proc. IEEE. V. 57. № 6. 1012–1018. 1969. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7145>
- Fejer B.G., Jensen J.W., Su S.-Y. Quiet time equatorial F region vertical plasma drift model derived from ROCSAT-1 observations // J. Geophys. Res. V. 113. A05304. 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JA012801>
- Hopkins H.D. Longitudinal variation of the equatorial anomaly // Planet. Space Sci. V. 20. № 12. P. 2093–2098. 1972. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(72\)90065-7](https://doi.org/10.1016/0032-0633(72)90065-7)
- Jackson J. E. The reduction of topside ionograms to electron-density profiles // Proc. IEEE. V. 57. № 6. P. 960–976. 1969. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7140>
- 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. 2003. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(03\)00083-X](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(03)00083-X)
- Huang Y.-N., Cheng K. Solar cycle variations of the equatorial ionospheric anomaly in total electron content in the Asian region // J. Geophys. Res. V. 101. № 11. P. 24513–24520. 1996. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(94\)00147-G](https://doi.org/10.1016/0021-9169(94)00147-G)
- Kil H., Oh S.-J., Paxton L.J., Fang T.-W. High-resolution vertical $E \times B$ drift model derived from ROCSAT-1 data // J. Geophys. Res. V. 114. A10314. 2009. <https://doi.org/10.1029/2009JA014324>
- King J.W., Olatunji E.O., Eccles D., Newman W.S. The integrated electron content in the equatorial ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. V. 29. № 11. P. 1391–1396. 1967. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(67\)90230-9](https://doi.org/10.1016/0021-9169(67)90230-9)
- King J.W. Airglow observations and the decay of the ionospheric equatorial anomaly // J. Atmos. Terr. Phys. V. 30. P. 391–402. 1968. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(68\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0021-9169(68)90110-4)
- Klimenko M.V., Klimenko V.V., Karpachev A.T., Ratovsky K.G., Stepanov A.E. Spatial features of Weddell Sea and Yakutsk Anomalies in foF_2 diurnal variations during high solar activity periods: Interkosmos-19 satellite and ground-based ionosonde observations, IRI reproduction and GSM TIP model simulation // Adv. Space Res. V. 55. № 8. P. 2020–2032. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.12.032>
- Lei J., Thayer J.P., Forbes J.M. Longitudinal and geomagnetic activity modulation of the equatorial thermosphere anomaly // J. Geophys. Res. V. 115. A08311. 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JA015177>
- Liu H., Stolle C., Forster M., Watanabe S. Solar activity dependence of the electron density at 400 km at equatorial and low latitudes observed by CHAMP // J. Geophys. Res. V. 112. A11311. 2007. <https://doi.org/10.1029/2007JA012616>
- Liu H., Watanabe S. Seasonal variation of the longitudinal structure of the equatorial ionosphere: Does it reflect tidal influences from below? // J. Geophys. Res. V. 113. A08315. 2008. <https://doi.org/10.1029/2008JA013027>
- Lockwood G.E.K., Nelms G.L. Topside sounder observations of the equatorial anomaly in the 75° W longitude zone // J. Atmos. Terr. Phys. V. 26. № 5. P. 569–580. 1964. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(64\)90188-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(64)90188-6)
- Lyon A.J., Thomas L. The F_2 -region equatorial anomaly in the African, American and East Asian sectors during sunspot minimum // J. Atmos. Terr. Phys. V. 25. № 7. P. 373–386. 1963. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(63\)90170-3](https://doi.org/10.1016/0021-9169(63)90170-3)
- Matuura N. Characteristics of global distribution of foF_2 // Sol. Terr. Environ. Res. Japan. V. 5. P. 35–38. 1981.
- Oh S.-J., Kil H., Kim W.-T., Paxton L.J., Kim Y.H. The role of the vertical $E \times B$ drift for the formation of the longitudinal plasma density structure in the low-latitude F region // Ann. Geophysicae. V. 26. № 7. P. 2061–2067. 2008. <https://doi.org/10.5194/angeo-26-2061-2008>
- Pancheva D., Mukhtarov P. Global response of the ionosphere to atmospheric tides forced from below: Recent progress based on satellite measurements global tidal response of ionosphere // Space Sci. Rev. V. 168. № 1–4. P. 175–209. 2012. <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9837-1>
- Rajaram G. Structure of the equatorial F-region, topside and bottomside – a review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 39. № 9. P. 1125–1144. 1977. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(77\)90021-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(77)90021-6)
- Ram S.T., Su S.-Y., Liu C.H. FORMOSAT-3/COSMIC observations of seasonal and longitudinal variations of

- equatorial ionization anomaly and its interhemispheric asymmetry during the solar minimum period // *J. Geophys. Res.* V. 114. A06311. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2008JA013880>
- *Rao B.C.N.* Some characteristic features of the equatorial ionosphere and the location of the *F*-region equator // *J. Geophys. Res.* V. 68. № 9. P. 2541–2549. 1963.
<https://doi.org/10.1029/JZ068i009p02541>
- *Rao C.S.R., Malhotra P.L.* A study of geomagnetic anomaly during I.G.Y. // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 26. № 11. P. 1075–1085. 1964.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(64\)90093-5](https://doi.org/10.1016/0021-9169(64)90093-5)
- *Rastogi R.G., Chandra H., Sharma R.P. Rajaram G.* Ground-based measurements of ionospheric phenomena associated with the equatorial electrojet // *Indian J. Radio Space Phys.* V. 1. № 2. P. 119–135. 1972.
- *Rush C.M., Rush S.V., Lyons L.R., Venkateswaran S.V.* Equatorial anomaly during a period of declining solar activity // *Radio Sci.* V. 4. № 9. P. 829–841. 1969.
<https://doi.org/10.1029/RS004i009p00829>
- *Sastri J.H.* Equatorial anomaly in *F*-region – a review // *Indian J. Radio Space Phys.* V. 19. № 4. P. 225–240. 1990.
- *Sharma R.P., Hewens E.J.* A study of the equatorial anomaly at American longitudes during sunspot minimum // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 38. № 5. P. 475–484. 1976.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(76\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(76)90004-0)
- *Thomas L.* The *F*₂-region equatorial anomaly during solstice periods at sunspot maximum // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 30. № 9. P. 1631–1640. 1968.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(68\)90011-1](https://doi.org/10.1016/0021-9169(68)90011-1)
- *Tsai L.-C., Liu C.H., Hsiao T.Y., Huang J.Y.* A near real-time phenomenological model of ionospheric electron density based on GPS radio occultation data // *Radio Sci.* V. 44. RS5002. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2009RS004154>
- *Walker G.O.* Longitudinal structure of the *F*-region equatorial anomaly – a review // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 43. № 8. P. 763–774. 1981.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(81\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(81)90052-0)
- *Walker G.O., Chen C.S.* The diurnal variation of the equatorial anomaly in the topside ionosphere at sunspot maximum // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 38. № 7. P. 699–706. 1976.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(76\)90108-2](https://doi.org/10.1016/0021-9169(76)90108-2)
- *Walker G.O., Ma J.H.K., Golton E.* The equatorial ionospheric anomaly in electron content from solar minimum to solar maximum for South East Asia // *Ann. Geophysicae.* V. 12. № 2/3. P. 195–209. 1994.
<https://doi.org/10.1007/s00585-994-0195-0>
- *Yizengaw E., Moldwin M.B., Sahai Y., Rodolfo J.* Strong postmidnight equatorial ionospheric anomaly observations during magnetically quiet periods // *J. Geophys. Res.* V. 114. A12308. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2009JA014603>
- *Yue X., Schreiner W.S., Kuo Y.-H., Lei J.* Ionosphere equatorial ionization anomaly observed by GPS radio occultations during 2006–2014 // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 129. № 7. P. 30–40. 2015.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.04.004>
- *Zeng Z., Burns A., Wang W., Lei J., Solomon S., Syndergaard S., Qian L., Kuo Y.-H.* Ionospheric annual asymmetry observed by the COSMIC radio occultation measurements and simulated by the TIEGCM // *J. Geophys. Res.* V. 113. A07305. 2008.
<https://doi.org/10.1029/2007JA012897>
- *Zhao B., Wan W., Liu L., Ren Z.* Characteristics of the ionospheric total electron content of the equatorial ionization anomaly in the Asian–Australian region during 1996–2004 // *Ann. Geophysicae.* V. 27. № 10. P. 3861–3873. 2009.
<https://doi.org/10.5194/angeo-27-3861-2009>