

УДК 550.388.2

ВЕТРОВАЯ ПОДГОТОВКА ГЕНЕРАЦИИ ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПЛАЗМЕННЫХ “ПУЗЫРЕЙ”

© 2019 г. Л. Н. Сидорова^{1, *}, С. В. Филиппов^{1, **}

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

*e-mail: lsid@izmiran.ru

**e-mail: sfilip@izmiran.ru

Поступила в редакцию 18.04.2018 г.

После доработки 17.11.2018 г.

Принята к публикации 24.01.2019 г.

Согласно теоретическим выводам зональные западные термосферные ветры оказывают ключевое влияние на процесс генерации экваториальных плазменных “пузырей”. С целью проверки этого предположения проведен сравнительный анализ долготного распределения экваториальных плазменных “пузырей” и долготного профиля отклонений скорости зонального западного термосферного ветра. Для анализа были взяты данные о плазменных “пузырях” (спутник ISS-b, ~1100 км), усредненные по двум полушариям в период весеннего равноденствия. Используемые ветровые характеристики (спутник CHAMP, ~400 км) рассматривались как медианные значения, полученные в период равноденствия в интервале (15–21 LT), охватывающем время подготовки и период генерации экваториальных плазменных “пузырей”. Выявлено, что указанные характеристики имеют детальное подобие и высокую степень корреляции ($R \cong 0.76$). Получено новое подтверждение теоретического положения (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации экваториальных плазменных “пузырей”.

DOI: 10.1134/S0016794019030131

1. ВВЕДЕНИЕ

В теории генерации экваториальных плазменных “пузырей” (equatorial plasma bubbles, EPB) зональным термосферным ветрам отводится особая роль (см., например, [Kudeki and Bhattacharyya, 1999]). Начиная с пионерских исследований Woodman and La Hoz [1976] принято считать, что экваториальные плазменные “пузыри” (EPB) формируются после захода Солнца под влиянием плазменной неустойчивости Рэлея–Тейлора (R–T), развивающейся на высотах основания F -области. Позже было обнаружено, что развитие R–T-неустойчивости является условием необходимым, но не достаточным. Для формирования плазменного “пузыря” требуется еще наличие стартового “затравочного” возмущения плазмы. Выявленные факты повлекли развитие дискуссии о роли “затравочных” возмущений и механизме их генерации. Рядом исследователей [Kudeki and Bhattacharyya, 1999; Hysell and Kudeki, 2004; Kudeki et al., 2007] ключевая роль в появлении этих возмущений отводится столкновительно-сдвиговой и ветровой неустойчивостям. Это те неустойчивости, в генерации которых главную роль играют зональные термосферные ветры.

Согласно Kudeki et al. [2007] генерация EPB в любом долготном секторе экваториальной ионосферы первично контролируется зональным западным ветром заходного периода. Полагают, что усиление ветра вызывает (1) рост скорости генерации “затравочных” возмущений и (2) усиление вечернего всплеска $E \times B$ дрейфа, который приводит к более быстрому подъему основания F -области до высот, где темпы роста R–T-неустойчивости доминируют и становятся решающими [Kudeki et al., 2007]. Этот вывод хорошо согласуется с экспериментом [Hysell et al., 2006]. Кроме того, в рамках этой теории находит свое объяснение недавно обнаруженная корреляционная связь термосферных характеристик и долготного распределения EPB [Сидорова и Филиппов, 2016, 2018; Sidorova and Filippov, 2018].

Отметим, что настоящее исследование является прямым продолжением цикла работ, посвященным изучению природы экваториальных плазменных “пузырей” (EPB), наблюдаемых на высотах верхней ионосферы [Sidorova and Filippov, 2012, 2014; Сидорова и Филиппов, 2013]. С этой проблемой тесно связаны исследования, посвященные изучению путей передачи тропосферного влияния на характер долготного рас-

пределения ЕРВ [Сидорова и Филиппов, 2016, 2018; Sidorova and Filippov, 2018].

В работе [Сидорова и Филиппов, 2016] была выявлена высокая корреляция ($R \cong 0.79$) долгого распределения ЕРВ с вариациями плотности нейтральной атмосферы области экваториальной аномалии (equatorial mass density anomaly, ЕМА) [Liu et al., 2009]. Оба профиля имели характерную волновую структуру с четырьмя максимумами. А известно [Liu et al., 2009], что такие долгоотные вариации ЕМА однозначно связаны с проявлением влияния тропосферной солнечно-приливной волны DE3. Перенос же этого влияния осуществляется, в первую очередь, термосферными ветрами. Закономерно возник вопрос — а не являются ли термосферные ветры, модулированные приливной волной DE3, каналом связи тропосферных процессов с вариациями долгоотного распределения ЕРВ? Тем более что результаты исследований [Сидорова и Филиппов, 2018; Sidorova and Filippov, 2018] косвенно указывали на эту связь. Вставляли и другие вопросы о возможностях и механизмах передачи такого (ветрового) влияния на процессы генерации ЕРВ.

В связи с этим было высказано предположение, что термосферный ветер, модулированный приливными волнами DE3, может “программировать” характер долгоотного распределения плазменных “пузырей” в момент их генерации, а именно на этапе появления “затравочных” возмущений [Сидорова и Филиппов, 2018]. Заметим, что выдвинутое предположение вполне соответствовало базовым принципам модели генерации ЕРВ (модель Kudeki). Развивая эти принципы, обоснованно было предположить, что модуляционный эффект зонального западного ветра, в том числе наведенный со стороны приливных волн, может оказывать влияние на вероятность (частоту) появления плазменных “пузырей”. Для обоснования этой идеи в рамках модели Kudeki была получена приближенная численная оценка [Сидорова и Филиппов, 2018], которая неплохо соответствовала наблюдательным данным ЕРВ.

Ранее при работе с данными спутника CHAMP [Сидорова и Филиппов, 2018] мы обращались к специально подготовленным характеристикам зонального термосферного ветра, прошедшим Фурье-обработку [Häusler and Lühr, 2009]. Использовалась выделенная 4-я гармоника, ответственная за передачу тропосферного влияния приливной волной DE3. Это делалось намеренно, поскольку на этом этапе исследования требовалось выяснить, есть ли принципиальное (амплитудно-фазовое) соответствие этой доминирующей гармоники в наблюдениях отклонений скорости ветра и долгоотного распределения плазменных “пузырей”. Получив положительный ответ ($R \cong 0.69$), т.е. выяснив, что отклик частоты

генерации ЕРВ на приливные осцилляции DE3 имеет место [Сидорова и Филиппов, 2018], мы ставим новую задачу. Известно, что оригинальные исходные долгоотные вариации скорости ветра являются суперпозицией влияния большого числа процессов (в том числе и приливных), поэтому они имеют свой индивидуальный “облик”. В этом случае обоснованно задать следующий вопрос: есть ли между долгоотным профилем отклонений скорости зонального термосферного ветра и распределением плазменных “пузырей” детальное соответствие? Или они совпадают только в доминантах? Очевидно, что теперь для сравнительного анализа нужно брать не специально подготовленные ветровые данные, а исходные ветровые данные, например, такие, какие были представлены в работе [Häusler et al., 2007]. Нетрудно предположить, что результаты такого анализа будут крайне полезными в качестве новой проверки теоретических выводов (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации плазменных “пузырей”.

2. ДАННЫЕ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

2.1. Экваториальные плазменные “пузыри” (ЕРВ), спутник ISS-b

Вероятность наблюдения экваториальных плазменных “пузырей” ($P_{ЕРВ}$) вдоль долготы была получена по данным спутника ISS-b [RRL, 1983, 1985] на высотах верхней ионосферы (~ 1100 км) в годы высокой солнечной активности (1978–1979 гг., F10.7 ~ 200). Спутник ISS-b имел квазикруговую орбиту (~ 972 – 1220 км), наклонение $\sim 70^\circ$ и период обращения ~ 107 мин. Измерения проводились в течение 17 мес., однако имели ряд пропусков, например, в июне–июле 1979 г. Измерения, полученные в равноденственные периоды, оказались наиболее полными.

Расчеты проводились по данным наблюдений плазменных областей с пониженной концентрацией He^+ (субпровалам). Согласно исследованиям, полученным нами ранее [Sidorova and Filippov, 2012; Сидорова и Филиппов, 2014], эти области, регистрируемые на высотах верхней ионосферы, можно интерпретировать как плазменные “пузыри” экваториального происхождения (ЕРВ). Для расчетов отбирались лишь те плазменные неоднородности (“пузыри”), где концентрация испытывала падение в два раза и более по отношению к фоновой концентрации. При этом фиксируемый поперечный размер (ширина) “пузырей” составлял 2° – 10° , т.е. равнялся ~ 200 – 1000 км. Что касается продольного размера, то нужно привести следующие пояснения. Известно (см., например, работу [Abdu, 2001]), что ЕРВ под влиянием диффузионных процессов вытягиваются вдоль

Таблица 1. Числовые характеристики долготного распределения экваториальных плазменных “пузырей” ($P_{\text{ЕРВ}}$), рассчитанные по данным спутника ISS-b для условий весеннего равноденствия (февраль–март–апрель)

Географическая долгота, град	Число пролетов ¹	Число “пузырей”	Вероятность наблюдения “пузырей”, $P_{\text{ЕРВ}}$ ² , %	Стандартные отклонения $P_{\text{ЕРВ}}$, Δ^2
120	44	0	0	0
135	23	0	0	0
150	19	0	0	0
165	34	6	18	6.6
180	40	3	8	4.3
195	33	3	9	5
210	38	5	13	5.5
225	33	4	12	5.7
240	36	5	14	5.8
255	36	6	17	6.3
270	28	6	21	7.7
285	16	3	19	9.8
300	37	1	3	2.8
315	50	3	6	3.4
330	55	6	11	4.2
345	50	12	24	6.3
360(0)	58	11	19	5.3
15	30	2	7	4.7
30	33	1	3	3.0
45	47	4	9	4.2
60	20	2	10	6.7
75	38	8	21	6.5
90	32	5	16	6.5
105	29	0	0	0

Примечание:

¹ Спутник ISS-b имел технические перерывы в работе, что отразилось в неравномерности долготного покрытия при наблюдениях.² Значения $P_{\text{ЕРВ}}$ округлены до целых чисел, значения Δ округлены до десятых.

магнитных силовых трубок и приобретают “бананообразный” вид. В таком виде они могут быть зарегистрированы в наблюдениях, проводимых на борту спутника ISS-b на высотах верхней ионосферы (~972–1220 км), в области низких и части средних широт ([Сидорова, 2008], рис. 7 указанной работы). Следовательно, плазменные образования (ЕРВ) таких пространственных размеров следует классифицировать как неоднородности крупного масштаба.

График $P_{\text{ЕРВ}}$ был рассчитан для сезона весеннего равноденствия (февраль–март–апрель) (рис. 1а, 1б, тонкая темная кривая). Числовые характеристики полученного распределения приведены в таблице 1. Использовались ЕРВ-данные магнитно-спокойного периода ($Kp \leq 3$), выявляемые на широтах $\pm(20^\circ\text{--}50^\circ)$ INV-LAT двух полушарий. Поскольку генерация ЕРВ происходит на высотах основания F -области заходного периода (~18–

19 LT), то до высот верхней ионосферы “пузыри” добиваются с некоторой задержкой. Поэтому интервал регистрации ЕРВ намеренно выбирался в пределах 20–04 LT. Кривые $P_{\text{ЕРВ}}$ строились вдоль географической долготы с шагом 15° . Стандартные отклонения кривых $P_{\text{ЕРВ}}$ рассчитывались по формуле $\Delta = (P_{\text{ЕРВ}}(1 - P_{\text{ЕРВ}})/N)^{1/2}$, где N – число пролетов спутника в интервале (шаге) 15° географической долготы. Типичные значения стандартных отклонений показаны на рисунках вертикальными отрезками.

2.2. Термосферный зональный ветер, спутник CHAMP

Для сравнительного анализа использовались ветровые характеристики, опубликованные в работе [Häusler et al., 2007]. В работе были представлены графики долготных зависимостей отклоне-

ний скорости термосферного зонального ветра от медианных значений. Графики были построены для разных периодов местного времени и разных сезонов.

Исследования [Häusler et al., 2007] проводились по измерениям акселерометра, установленного на борту спутника CHAMP (2002–2005 гг., $F10.7 \sim 190$ – 100). (Спутник летал на высотах ~ 400 км – типичных высотах верхней термосферы и основания F -области.) По измерениям, собранным в приэкваториальной полосе широт ($\pm 10^\circ$ MLAT), производился расчет отклонений скорости зонального ветра. Расчетные данные, представленные в виде графиков долготных зависимостей, усреднялись по 3-часовым суточным интервалам (00–03 LT, 03–06 LT и т.д.) [Häusler et al., 2007].

Для сравнительного анализа мы использовали данные равноденственного периода, полученные в годы повышенной солнечной активности ($F10.7 \geq 130$). Были взяты данные предзаходного периода (15–18 LT), а также заходных и послезаходных часов (18–21 LT) (рис. 1а, толстая серая кривая). По этим двум периодам был рассчитан усредненный долготный профиль отклонений скорости зонального ветра. Он представлен на рис. 1б (толстая серая кривая) как профиль, типичный для более широкого наблюдательного интервала (15–21 LT), включающего в себя часы перед заходом Солнца, заходный и послезаходный периоды.

3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Как следует из рис. 1 (вверху, а), долготное P_{EPB} -распределение имеет хорошее совпадение с ветровым профилем, усредненным по заходному и послезаходному периоду (18–21 LT). Наиболее хорошо прослеживается подобие долготных позиций основных максимумов (доминант). Несколько хуже это видно по положению минимумов. Коэффициент корреляции при этом составляет $R \cong 0.55$, что указывает на значительную степень корреляции сравниваемых профилей.

Однако если провести сравнение с ветровым профилем, усредненным по более широкому интервалу наблюдений (15–21 LT) (рис. 1, внизу, б), то обнаруживается более совершенное подобие профилей. Профили совпадают не только по долготному положению экстремумов, но по форме вариаций. Иными словами, подобие прослеживается не только в доминантах, но и в деталях. При этом выявляется довольно высокий коэффициент их корреляции ($R \cong 0.76$). Заметим, однако, что амплитуды вариаций рассчитанного ветрового профиля значительно уступают аналогичным амплитудам профиля, полученного для заходных и послезаходных часов (18–21 LT) (рис. 1, вверху, а).

Следует упомянуть, что для корреляционного анализа использовался стандартный пакет программ STATISTICA 6.0. Статистическая значимость рассчитанной корреляции соблюдалась при $p < 0.05$ (5%) и $n = 48$, где p – уровень значимости, а n – число независимых точек наблюдения.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

1. Согласно теоретическим выводам Kudeki et al. [2007] ключевая роль в генерации EPB принадлежит зональным западным ветрам. Согласно измерительным данным, полученным на спутнике CHAMP [Liu et al., 2006], фоновый (медианный) ветер в период равноденствия в интервале от полудня до утра (12–06 LT) направлен на запад. Типичные величины скорости этого ветра варьируются в пределах ~ 100 – 200 м/с [Liu et al., 2006]. Наблюдаемые на рисунке отклонения зонального ветра ± 20 м/с и ± 12 м/с, соответственно, изменяют его амплитуду, но не меняют направление. Таким образом, условия эксперимента соответствуют входным параметрам модели [Kudeki et al., 2007].

2. Следует указать, что EPB, выявляемые на высотах верхней ионосферы по данным спутника ISS-b, наиболее часто обнаруживаются (имеют максимум вероятности) в околополуденные и послеполуденные часы ([Sidorova, 2007], рис. 5 указанной работы). Известно, однако, что только те EPB, которые имеют наиболее высокие темпы роста, способны добираться до указанных высот и “выживать” там (см., например, [Sidorova and Filippov, 2014]). Очевидно, что таким “пузырям” (их вершинам) для того, чтобы подняться до высот более 2000 км, требуется как минимум ~ 3 – 4 ч (см., например, [McClure et al., 1977]). Это означает, что часы их наиболее интенсивной генерации на высотах основания F -области должны приходиться на интервал 19–21 LT. Эти часы, как период наиболее активной генерации EPB, были выявлены и по данным спутника ROCSAT-1 (~ 600 км) [Su et al., 2006]. Чуть более смещенный интервал (20–22 LT) был выявлен по данным спутника CHAMP (~ 400 км) (см., например, [Stolle et al., 2006]). Согласно приведенным источникам, первые EPB появляются сразу после захода Солнца, т.е. после ~ 18 LT. Далее идет постепенное нарастание процессов генерации и затем после ~ 19 LT наблюдается их мощный всплеск. (Заметим, что поскольку генерация EPB имеет место на экваториальных широтах, то сезонные различия во времени наступления вечернего терминатора несущественны).

Если мы полагаем, что термосферный зональный ветер “программирует” характер долготного распределения EPB в момент их генерации, а именно на этапе появления “затравочных” возмущений, то было логично провести их сравни-

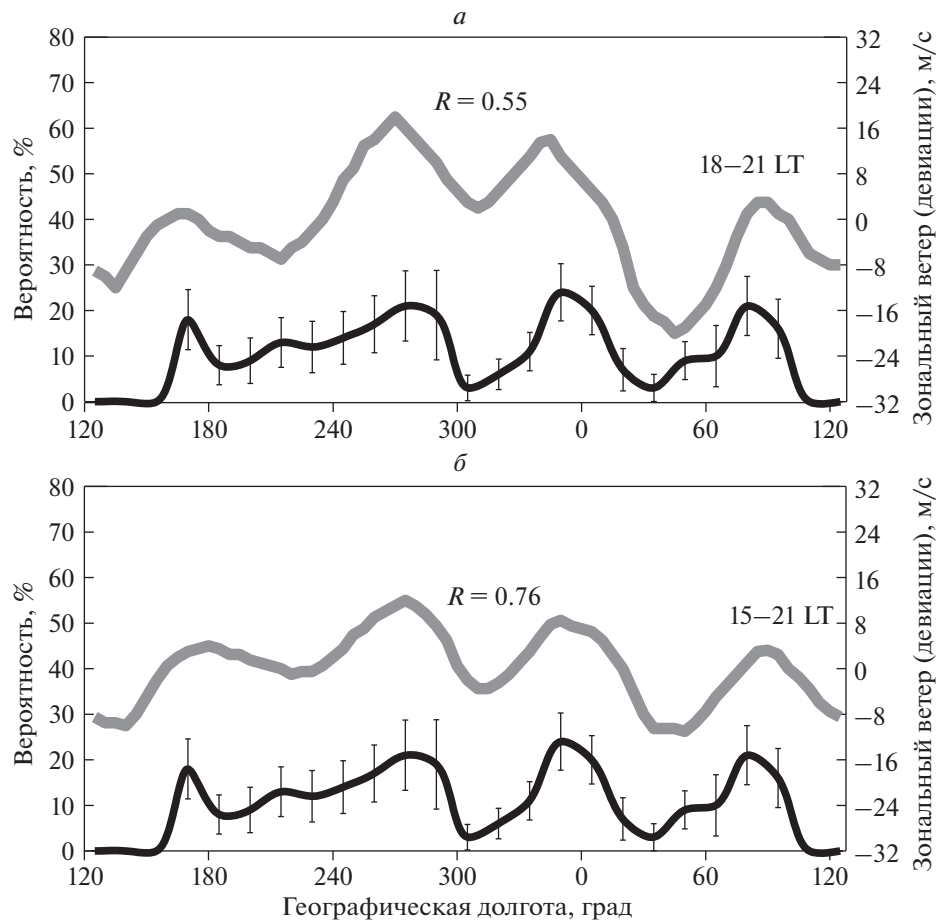


Рис. 1. (а) — Долготный профиль отклонений скорости зонального западного термосферного ветра (CHAMP, ~400 км) и долготное распределение экваториальных плазменных “пузырей” ($P_{\text{ЕРВ}}$) (ISS-b, ~1100 км). Вариации $P_{\text{ЕРВ}}$ рассчитаны по данным обоих полушарий периода весеннего равноденствия (февраль–март–апрель), они показаны темной кривой. Типичные значения стандартных отклонений показаны вертикальными отрезками. Равноденственные ветровые характеристики, полученные за период (18–21 LT), показаны серой кривой. Коэффициент корреляции составляет $R \cong 0.55$; (б) — Аналогичное долготное распределение ЕРВ. Равноденственные ветровые характеристики получены за период (15–21 LT), охватывающий время подготовки и период генерации ЕРВ. Коэффициент корреляции составляет $R \cong 0.76$.

тельный анализ с ветровым профилем, характерным для заходных и послезаходных часов (18–21 LT). То есть в тот период, когда “стартуют” процессы генерации ЕРВ. И действительно, в результате сравнения был выявлен значительный коэффициент их корреляции ($R \cong 0.55$). Однако при сравнении с ветровым профилем, усредненным за более широкий интервал (15–21 LT), коэффициент корреляции существенно возрос ($R \cong 0.76$). Почему?

Наблюдаемый рост корреляции профилей в случае использования ветровых характеристик, усредненных по более широкому интервалу наблюдений, не случаен. Он вполне закономерен, поскольку такой подход по сути является физически более обоснованным. Дело в том, что для развития механизмов генерации ЕРВ важно наличие “подготовленных” ионосферных условий. Усло-

вия же будут “подготовлены” тогда, когда под влиянием зональных западных ветров в достаточной степени разовьются столкновительно-сдвиговая и ветровая неустойчивости, которые приведут к массовому появлению “затравочных” возмущений. (Те, в свою очередь, после захода Солнца, т.е. с развитием вечернего всплеска $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ дрейфа, начнут эволюционировать и оформляться в плазменные “пузыри”). Иными словами, наличие развитых “затравочных” возмущений будет означать готовность ионосферы к генерации ЕРВ. Для развития же таких возмущений требуется время — подготовительный период. Он начинается, как указывают Hysell and Kudeki [2004], опираясь на радарные данные, когда в экваториальной ионосфере начинают формироваться ветровые сдвиговые потоки. Те же формируются уже приблизительно в 14 LT и постепенно усиливают-

ся к сумеречным часам. Тогда же сдвиговая неустойчивость даже со скромными темпами роста способна инициировать появление первых “затравочных” возмущений. Причем на их генерацию согласно результатам численного моделирования [Hysell and Kudeki, 2004] требуется как минимум час. Очевидно поэтому наиболее верным, наиболее репрезентативным оказался интервал (15–21 LT), охватывающий как время подготовки, когда формируются “затравочные” возмущения, так и непосредственно сам период генерации ЕРВ. Как результат, коэффициент корреляции сравнимых профилей существенно возрос ($R \cong 0.76$).

3. При постановке задачи настоящего исследования мы задавались вопросом о существовании детального подобия профилей долготного распределения ЕРВ и отклонений скорости зонального ветра, наблюдаемых в период равноденствия. Теперь на этот вопрос можно ответить утвердительно ($R \cong 0.76$). Действительно, подобие сравниваемых профилей хорошо прослеживается не только в доминантах (наличии и долготном положении четырех максимумов), но и в деталях. Например, в форме сложных “размазанных” минимумов на долготах 30° – 50° и 200° – 230° . Либо в форме максимума на долготе $\sim 350^\circ$, один склон которого пологий, а другой – крутой.

Важно отметить, что было бы странно ожидать более совершенного подобия сравниваемых профилей. Ведь надо помнить, что в развитии ЕРВ участвует большое число процессов, оказывающих свое специфическое влияние на эволюцию ЕРВ. (К их числу можно отнести вертикальный $E \times B$ дрейф, зональный дрейф, процессы диффузионного “растекания” вдоль магнитных трубок, слияние либо бифуркацию “пузырей”, их диссипацию и т.п.) Эти процессы могут вносить существенную коррекцию в исходную картину долготного распределения ЕРВ. Их вклад требуется учитывать в первую очередь. Кроме того дополнительная “невязка” профилей может возникать из-за наложения неопределенностей, связанных с пробелами в измерениях, погрешностями измерений и методами их обработки.

Таким образом, с поправкой на имеющиеся неопределенности следует заключить, что получено детальное подобие долготного распределения ЕРВ и долготного профиля отклонений скорости зонального термосферного ветра. Выявленное подобие можно расценивать в качестве нового подтверждения теоретического положения (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации плазменных “пузырей”.

5. ВЫВОДЫ

Согласно теоретическим выводам, полученным в ряде работ [Kudeki and Bhattacharyya, 1999; Hysell and Kudeki, 2004; Kudeki et al., 2007], зональные западные термосферные ветры оказывают ключевое влияние на процесс генерации экваториальных плазменных “пузырей” (ЕРВ). Проведена проверка этого предположения. С этой целью проведен сравнительный анализ долготного распределения ЕРВ и долготного профиля отклонений скорости зонального термосферного ветра. Для анализа были взяты ЕРВ-данные, усредненные по двум полушариям за период весеннего равноденствия (февраль–март–апрель). Равноденственные ветровые характеристики, полученные в работе [Häusler et al., 2007], были взяты как медианные значения для интервала наблюдений (15–21 LT), охватывающего время подготовки и период генерации ЕРВ. Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Выявлено детальное подобие долготного распределения ЕРВ, характерного для высот верхней ионосферы (~ 1100 км, спутник ISS-b), и долготного профиля отклонений скорости зонального западного термосферного ветра (~ 400 км, спутник CHAMP). При этом отмечена высокая степень их корреляции ($R \cong 0.76$).

2. Получено новое подтверждение теоретического положения (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации экваториальных плазменных “пузырей”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Сидорова Л.Н. Экваториальные плазменные “пузыри” на высотах верхней ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 48. № 1. С. 60–69. 2008.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Долготная статистика плазменных “пузырей”, видимых на высотах верхней ионосферы в концентрации He^+ // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 53. № 1. С. 64–77. 2013.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Долготная статистика плазменных “пузырей”: Возможное влияние тропосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 56. № 4. С. 514–524. 2016.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Экваториальные плазменные “пузыри”: Влияние термосферных ветров, модулированных приливной волной DE3 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 2. С. 225–233. 2018.
- Abdu M.A. Outstanding problems in the equatorial ionosphere-thermosphere electrodynamics relevant to spread F // J. Atmos. Terr. Phys. V. 63. № 9. P. 869–884. 2001.
- Häusler K., Lühr H., Rentz S., Köhler W. A statistical analysis of longitudinal dependence of upper thermospheric zonal winds at dip equator latitudes derived from CHAMP // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 69. № 12. P. 1419–1430. 2007. doi 10.1016/j.jastp.2007.04.004

- Häusler K., Lühr H. Nonmigrating tidal signals in the upper thermospheric zonal wind at equatorial latitudes as observed by CHAMP // *Ann. Geophysicae*. V. 27. № 7. P. 2643–2652. 2009.
- Hysell D. L., Kudeki E. Collisional shear instability in the equatorial F region ionosphere // *J. Geophys. Res.* V. 109. № A11301. 2004. doi 10.1029/2004JA010636
- Hysell D.L., Larsen M.F., Swenson C.M., Wheeler T.F. Shear flow effects at the onset of equatorial spread F // *J. Geophys. Res.* V. 111. № A11317. 2006. doi 10.1029/2006JA011923
- Kudeki E., Bhattacharyya S. Postsunset vortex in equatorial F-region plasma drifts and implications for bottomside spread-F // *J. Geophys. Res.* V. 104. № 12. P. 28163–28170. 1999.
- Kudeki E., Akgiray A., Milla M.A., Chau J.L., Hysell D.L. Equatorial spread-F initiation: post-sunset vortex, thermospheric winds, gravity waves // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 17–18. P. 2416–2427. 2007.
- Liu H., Lühr H., Watanabe S., Köhler W., Henize V., Visser P. Zonal winds in the equatorial upper thermosphere: Decomposing the solar flux, geomagnetic activity, and seasonal dependencies // *J. Geophys. Res.* V. 111. № A07307. 2006. doi 10.1029/2005JA011415
- Liu H., Yamamoto M., Lühr H. Wave-4 pattern of the equatorial mass density anomaly: A thermospheric signature of tropical deep convection // *J. Geophys. Res. Lett.* V. 36. № L18104. 2009. doi 10.1029/2009GL039865
- McClure J.P., Hanson W.B., Hoffman J.F. Plasma bubbles and irregularities in the equatorial ionosphere // *J. Geophys. Res.* V. 82. № 19. P. 2650–2656. 1977.
- RRL. Summary Plots of Ionospheric Parameters obtained from Ionosphere Sounding Satellite-b. Tokyo: Radio Research Laboratories Ministry of Posts and Telecommunications. V. 1–3. 1983.
- RRL. Summary Plots of Ionospheric Parameters obtained from Ionosphere Sounding Satellite-b. Tokyo: Radio Research Laboratories Ministry of Posts and Telecommunications. Special Report. V. 4. 1985.
- Sidorova L.N. Plasma bubble phenomenon in the topside ionosphere // *Adv. Space Res.* V. 39. № 8. P. 1284–1291. Special issue (COSPAR). 2007. doi 10.1016/j.asr.2007.03.067
- Sidorova L.N., Filippov S.V. Topside ionosphere He⁺ density depletions: seasonal/longitudinal occurrence probability // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 86. P. 83–91. 2012. doi 10.1016/j.jastp.2012.06.013
- Sidorova L.N., Filippov S.V. Plasma bubbles in the topside ionosphere: estimations of the survival possibilities // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 119. P. 35–41. 2014. doi 10.1016/j.jastp.2014.06.013
- Sidorova L.N., Filippov S.V. Four-peak longitudinal distribution of the equatorial plasma bubbles observed in the topside ionosphere: Possible troposphere tide influence // *Adv. Space Res.* V. 61. № 6. P. 1412–1424. 2018. doi.org/10.1016/j.asr.2017.12.035
- Stolle C., Lühr H., Rother M., Balasis G. Magnetic signatures of equatorial spread F as observed by the CHAMP satellite // *J. Geophys. Res.* V. 111. N A02304. 2006. doi 10.1029/2005JA011184
- Su S.-Y., Liu C.H., Ho H.H., Chao C.K. Distribution characteristics of topside ionospheric density irregularities: Equatorial versus midlatitude regions // *J. Geophys. Res.* V. 111. № A06305. 2006. doi 10.1029/2005JA011330
- Woodman R.F., La Hoz C. Radar observations of F-region equatorial irregularities // *J. Geophys. Res.* V. 81. P. 5447–5466. 1976.