

## ЭКВАТОРИАЛЬНЫЕ ПЛАЗМЕННЫЕ ПУЗЫРИ: ВЛИЯНИЕ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ТЕРМОСФЕРНЫХ ВЕТРОВ

© 2022 г. Л. Н. Сидорова\*

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

*\*e-mail: lsid@izmiran.ru*

Поступила в редакцию 01.11.2021 г.

После доработки 02.12.2021 г.

Принята к публикации 27.01.2022 г.

До сих пор не сложилось единого мнения о роли меридиональных термосферных ветров в процессах генерации и эволюции экваториальных плазменных пузырей. В настоящей работе предпринята попытка исследовать эту связь. Для этого проведен детальный сравнительный и корреляционный анализ LT-вариаций вероятности наблюдения экваториальных плазменных пузырей и скорости меридиональной компоненты термосферного ветра. Используются данные наблюдений экваториальных плазменных пузырей, регистрируемые на борту спутника ISS-b (~972–1220 км) в периоды солнцестояний и равноденствий. Используются модельные LT-вариации скорости меридиональной компоненты термосферного ветра, полученные по данным эмпирической модели термосферных ветров HWM90. 1. Выявлено, что указанные характеристики имеют детальное подобие и заметную корреляцию ( $R \cong 0.68$ ) зимой, сильную корреляцию ( $R \cong 0.88$ ) в равноденствие и очень сильную корреляцию ( $R \cong 0.9$ ) летом. 2. Выявлено, что во все сезоны всплеск скорости северного меридионального ветра, наблюдаемый в вечерние часы экваториального региона, сопровождается ростом вероятности наблюдения экваториальных плазменных пузырей. Это находится в хорошем согласии с базовой концепцией теории генерации экваториальных плазменных пузырей: чем выше  $F$ -область, тем благоприятнее условия для высоких темпов развития R-T-неустойчивости, а, значит, и для развития пузырей. А усиление меридионального ветра в вечерние часы как раз приводит к значительному подъему высоты  $F$ -области. 3. Выявлено, что максимальное значение вероятности наблюдения плазменных пузырей достигается в зимних полушариях. Последнее хорошо согласуется с сезонным характером прямого влияния меридионального ветра на плазму пузыря.

DOI: 10.31857/S0016794022030166

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Термосферные ветры являются важным звеном в цепи электродинамических процессов, протекающих в экваториальной  $F$ -области ионосферы, которые приводят к развитию экваториального  $F$ -рассеяния (equatorial spread-F, ESF) и росту экваториальных плазменных пузырей (equatorial plasma bubble, EPB).

Хорошо известно, что EPB(ESF) формируются после захода Солнца под влиянием плазменной неустойчивости Рэля-Тейлора (Rayleigh-Taylor, R-T), развивающейся на высотах основания  $F$ -области [Woodman and La Hoz, 1976]. Для более точного описания механизма генерации и эволюции EPB(ESF) следует упомянуть о трех фундаментальных факторах, играющих ключевую роль в развитии EPB(ESF). (Эти факторы с детально проработанной схемой их возможного влияния приведены в работе [Abdu, 2001]. Они приведены в виде пронумерованных блоков.) Со-

гласно [Abdu, 2001], к ним относятся (1) темпы линейного роста R-T-неустойчивости, (2) интегральная педерсеновская проводимость силовой трубки, контролирующая нелинейное развитие EPB, и (3) наличие “затравочных” возмущений плазмы – источника будущих EPB.

В воздействие каждого из указанных факторов сложным образом “вплетено” влияние термосферного ветра, а именно его отдельных компонент (зональных и меридиональных/трансэкваториальных). Результатом этих сложных взаимодействий может оказаться либо подавление, либо поддержка процессов генерации и эволюции EPB.

Например, в теории генерации EPB особая роль отводится зональным термосферным ветрам. Согласно работам [Kudeki and Bhattacharyya, 1999; Hysell and Kudeki, 2004; Kudeki et al., 2007], (3) “затравочные” возмущения возникают при развитии столкновительно-сдвиговой и ветровой неустойчивости, порождаемой, в первую очередь, воздей-

ствием зональных западных термосферных ветров. Согласно Kudеki et al. [2007] генерация EPB в любом долготном секторе экваториальной ионосферы первично контролируется зональным западным ветром заходного периода. Предполагается, что усиление такого ветра вызывает рост скорости генерации “затравочных” возмущений и усиление вечернего всплеска  $\mathbf{E} \times \mathbf{V}$  дрейфа, который приводит к более быстрому подъему основания  $F$ -области до высот, где темпы роста R-T-неустойчивости доминируют и становятся решающими [Kudеki et al., 2007]. Этот вывод хорошо согласуется с экспериментом [Hysell et al., 2006]. В рамках этой теории находит свое объяснение недавно обнаруженная корреляционная связь термосферных характеристик (влияние тропосферной солнечно-приливной волны DE3) и долготного распределения EPB [Сидорова и Филиппов, 2016, 2018; Sidorova and Filippov, 2018]. Указанное теоретическое положение подтверждается и результатами сравнительного анализа долготного распределения EPB (ISS-b, ~1100 км) и долготного профиля отклонений скорости зонального западного термосферного ветра (CHAMP, ~400 км) [Сидорова и Филиппов, 2019]. Анализ выявил их детальное подобие и высокую степень корреляции ( $R \cong 0.76$ ).

Однако не так однозначно обстоит дело с теоретическими оценками вклада в процессы генерации и эволюции EPB меридиональной составляющей термосферного ветра.

Следует указать, что наиболее очевидным воздействием такого ветра на ионосферную плазму является его способность перемещать плазму вверх либо вниз вдоль магнитных силовых трубок. Это очевидное, на первый взгляд, влияние ветра в действительности сложным образом связано с факторами генерации и эволюции EPB. Обратимся к схеме [Abdu, 2001]. Согласно схеме, меридиональные ветры способны влиять на (1) темпы роста R-T-неустойчивости и (2) интегральную педерсеновскую проводимость силовой трубки, контролирующую нелинейное развитие EPB. Как это происходит?

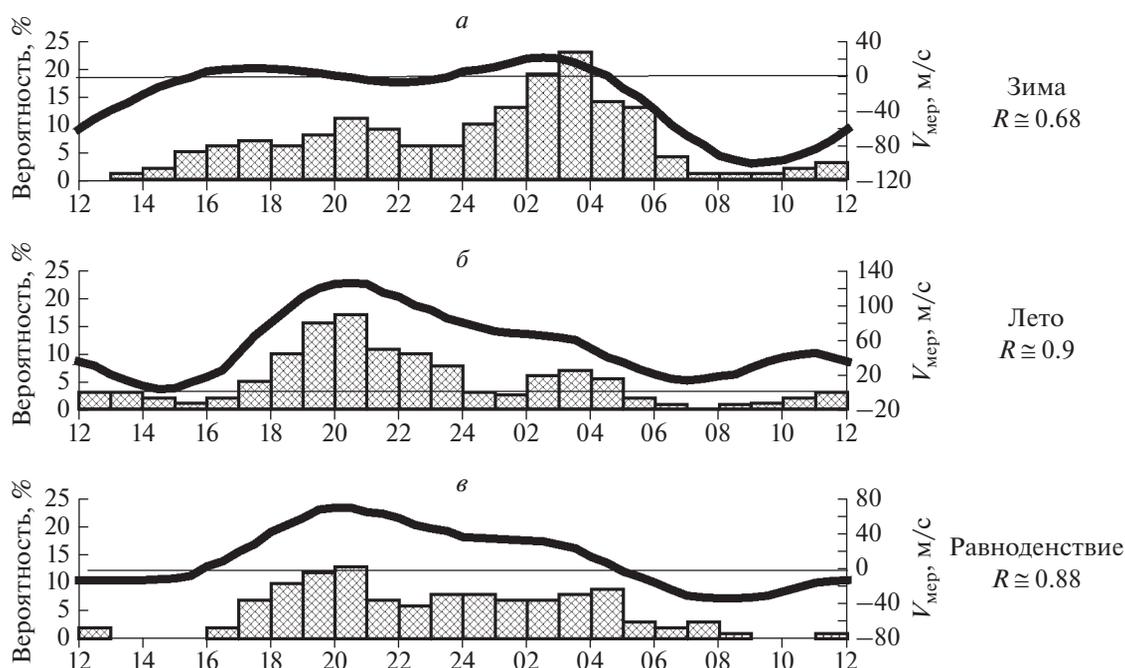
Известно [Maгуyama, 1988], что горизонтальные меридиональные (особенно трансэкваториальные) ветры могут создавать значительную северно-южную асимметрию в экваториальной аномалии и, следовательно, асимметрию в распределении проводимости и скорости рекомбинации вдоль магнитной силовой трубки. Иными словами, рост проводимости и темпов рекомбинации в области нисходящих ветров может быть не компенсирован их убылью в области восходящих ветров, что приводит к “чистому” приросту этих величин вдоль магнитной силовой трубки. Модельная оценка вклада прироста этих величин в темпы линейного роста R-T-неустойчивости

выявила, что усиление меридиональных ветров, ведущее к убыванию интегрального градиента плазменной плотности вдоль силовой трубки и соответствующему росту проводимости, может привести к подавлению роста R-T-неустойчивости. Следует отметить, что тогда как усиление зональных ветров ведет к росту вечернего всплеска  $\mathbf{E} \times \mathbf{V}$  дрейфа, и, следовательно, к росту темпов развития R-T-неустойчивости, то усиление меридиональных ветров приводит к противоположному эффекту [Maгуyama, 1988].

Гипотеза Maгуyama [1988] получила широкое распространение. Однако по мере накопления фактического материала стали появляться работы, в которых она подвергается существенному пересмотру. Например, в работе [Huba and Krall, 2013] приведены расчеты и показано, что, действительно, в ряде случаев меридиональные ветры могут оказывать угнетающее воздействие на генерацию и эволюционные процессы EPB, а в других случаях, наоборот, могут приводить к росту R-T-неустойчивости. Devasia et al. [2002] и Juoti et al. [2004] указывают, что при определенных обстоятельствах нейтральные ветры, направленные к экватору, просто необходимы для развития ESF (EPB). Группа исследователей [Mendillo et al., 2001] по итогам кампании MISETA (Multi-Instrumented Studies of Equatorial Thermospheric Aeronomy campaign, сентябрь 1998) сообщает, что “не найдено убедительных доказательств того, что меридиональные ветры в сумеречные часы оказывают сильное подавляющее влияние на возникновение ESF в последующие предрассветные часы”.

Таким образом, в отсутствии единого мнения о роли меридиональных термосферных ветров в процессах генерации и эволюции EPB требуются новые исследования, которые могут пролить свет на имеющиеся вопросы. В настоящей работе предпринята попытка обнаружить эти связи. В частности, исследован вопрос: есть ли подобие LT-вариаций вероятности наблюдения EPB, регистрируемых в разные сезоны, и LT-вариаций скорости меридионального ветра?

Для выполнения поставленной задачи проведен детальный сравнительный и корреляционный анализ указанных характеристик. Для этого использованы данные наблюдений EPB, регистрируемые на борту спутника ISS-b в периоды солнцестояний и равноденствий. Поскольку измерения меридионального термосферного ветра до сих пор являются довольно редкими и разрозненными [Gasperini et al., 2016], то для анализа взяты значения скорости ветра, рассчитанные по модели HWM90 [Hedin et al., 1991].



**Рис. 1.** LT-вариации вероятности наблюдения ЕРВ ( $P_{EPB}$ ) и скорости меридиональной компоненты термосферного ветра. Значения  $P_{EPB}$  рассчитаны по данным спутника ISS-b (~972–1220 км) и представлены в виде гистограмм. LT-вариации скорости меридиональной компоненты термосферного ветра рассчитаны в работе [Maquyama, 1996] по данным эмпирической модели термосферных ветров HWM90 [Hedin et al., 1991]. Они показаны кривыми темного цвета. (а) – Зимние условия. Корреляция заметная ( $R \approx 0.68$ ). (б) – Летние условия. Корреляция очень сильная ( $R \approx 0.90$ ). (в) – Условия равноденствия. Корреляция сильная ( $R \approx 0.88$ ).

## 2. МАТЕРИАЛЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

### 2.1. Экваториальные плазменные пузыри (EPB), спутник ISS-b

Гистограммы LT-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ (EPB occurrence probability,  $P_{EPB}$ ) были получены по данным спутника ISS-b [RRL, 1983, 1985], летавшего в годы высокой солнечной активности ( $F10.7 \sim 150\text{--}220$ ) в течение двух лет (1978–1979 гг.). Спутник ISS-b имел квазикруговую орбиту с наклоном  $\sim 70^\circ$ , покрывающую высоты верхней ионосферы ( $\sim 972\text{--}1220$  км).

Для построения LT-вариаций использовались наблюдения плазменных областей с пониженной концентрацией  $\text{He}^+$ . Согласно [Sidorova and Filipov, 2012; Сидорова и Филиппов, 2013], эти области, регистрируемые на высотах верхней ионосферы, можно интерпретировать как плазменные пузыри экваториального происхождения (ЕРВ). Для построения использовались лишь только те ЕРВ (области с обедненной концентрацией  $\text{He}^+$ ), концентрация которых уменьшалась в полтора раза и более по отношению к фону.

Значения  $P_{EPB}$  были рассчитаны для зимнего и летнего сезонов (рис. 1, панели а, б). Они рассчитывались как медианы за четырехмесячные пери-

оды наблюдений, центрированные относительно дат солнцестояний в каждом из полушарий. Для анализа зимнего сезона использовались данные, взятые в северном полушарии за ноябрь–февраль, а в южном полушарии за май–август, т.е. для условий местной зимы. Для анализа летнего сезона использовались данные, взятые в северном полушарии за май–август, а в южном полушарии за ноябрь–февраль, т.е. за месяцы, когда в полушариях было местное лето.

Кроме того была рассчитана гистограмма  $P_{EPB}$  равноденственного периода (рис. 1, панель в). Значения  $P_{EPB}$  рассчитывались как медианы за четырехмесячные периоды наблюдений, центрированные относительно дат равноденствий в каждом из полушарий. Для анализа использовались наиболее полно представленные данные весеннего сезона (февраль–май, северное полушарие; август–ноябрь, южное полушарие).

Гистограммы  $P_{EPB}$  были построены в зависимости от LT с шагом в один час. Рассматривались данные о ЕРВ, выявляемые в магнито-спокойные и умеренно-возмущенные периоды ( $Kp \leq 3$ ) в широтном интервале  $\pm 50^\circ$  DIPLAT. Числовые характеристики полученных распределений приведены в табл. 1.

**Таблица 1.** Числовые характеристики LT-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ ( $P_{ЕРВ}$ ), рассчитанные по данным спутника ISS-b для зимних, летних и равноденственных условий

LT, ч	ЗИМА		ЛЕТО		РАВНОДЕНСТВИЕ	
	количество ЕРВ и пролетов <sup>1</sup>	$P_{ЕРВ}^2, \%$	количество ЕРВ и пролетов <sup>1</sup>	$P_{ЕРВ}^2, \%$	количество ЕРВ и пролетов <sup>1</sup>	$P_{ЕРВ}^2, \%$
12	0 (63)	0	2 (60)	3	3 (128)	2
13	1 (69)	1	4 (117)	3	0 (199)	0
14	1 (59)	2	3 (141)	2	0 (188)	0
15	3 (60)	5	1 (137)	1	0 (177)	0
16	3 (54)	6	3 (125)	2	4 (175)	2
17	5 (69)	7	5 (103)	5	13 (190)	7
18	4 (71)	6	10 (100)	10	18 (181)	10
19	4 (48)	8	16 (102)	16	24 (196)	12
20	7 (63)	11	11 (65)	17	28 (211)	13
21	5 (54)	9	6 (55)	11	15 (214)	7
22	4 (65)	6	5 (50)	10	13 (210)	6
23	4 (78)	6	4 (48)	8	17 (226)	8
24(00)	12 (121)	10	1 (40)	3	18 (225)	8
01	12 (94)	13	1 (40)	3	15 (204)	7
02	23 (123)	19	3 (47)	6	13 (194)	7
03	37 (161)	23	3 (45)	7	13 (162)	8
04	21 (150)	14	3 (50)	6	14 (154)	9
05	15 (116)	13	1 (65)	2	4 (154)	3
06	4 (99)	4	1 (71)	1	3 (160)	2
07	1 (70)	1	0 (68)	0	4 (153)	3
08	1 (69)	1	1 (70)	1	1 (177)	1
09	1 (68)	1	1 (71)	1	0 (186)	0
10	1 (65)	2	1 (60)	2	0 (158)	0
11	2 (61)	3	2 (58)	3	1 (129)	1

Примечание: <sup>1</sup>Спутник ISS-b имел технические перерывы в работе, что отразилось в неравномерности орбитального покрытия по параметру LT.

<sup>2</sup>Значения  $P_{ЕРВ}$  округлены до целых чисел.

Как указывалось выше, в настоящем исследовании нижний порог регистрации ЕРВ был выбран довольно низким. (Рассматривались даже те ЕРВ, чья концентрация по отношению к фону уменьшалась в полтора раза.) Это делалось намеренно с целью выявить остаточные структуры (“следы”) ЕРВ, продолжающие существовать в утренние часы, либо “шумовые” структуры ЕРВ, имеющие место в дневные часы. Иными словами, гистограммы  $P_{ЕРВ}$  были построены по наблюдениям ЕРВ в течение суток.

### 2.2. Меридиональный термосферный ветер, модельные расчеты

В работе [Maquyama, 1996] были представлены модельные LT-вариации магнитной меридиональной компоненты термосферного ветра. Рас-

чет был получен по модели HWM90 – эмпирической модели термосферных ветров, построенной по данным спутниковых и наземных измерений [Hedin et al., 1991]. Рассматривался период повышенной солнечной активности ( $F10.7 \sim 180$ ), район экватора, высота ~350 км. LT-вариации были получены для трех сезонов: зимы, лета и равноденствия (рис. 1, панели *a, б, в*, кривая темного цвета).

Модельный расчет LT-вариаций меридиональных ветров производился для района Атлантики, где склонение магнитного поля составляет  $-20^\circ$ . Согласно ряду спутниковых измерений (см., например, [Maquyama, 1994]) этот долготный регион отличается наиболее сильными меридиональными (трансэкваториальными) ветрами. (Они наиболее значительны для летнего перио-

да.) Заметим также, что согласно исследованиям [Sidorova and Filippov, 2012; Сидорова и Филиппов, 2013, 2016, 2018, 2019] ~50–70% случаев EPB (их количество зависит от сезона) приходится именно на этот долготный регион. В этой связи полагаем, что рассматриваемые модельные оценки LT-вариаций меридиональных ветров вполне корректно использовать для сравнительного анализа.

Следует указать, что в модельной оценке меридиональных ветров, дующие с севера (северные ветры), имеют положительные значения скорости, а южные ветры – отрицательные.

### 3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Проведем детальный сравнительный анализ гистограмм LT-вариаций вероятности наблюдения EPB ( $P_{EPB}$ ) и модельных LT-вариаций меридиональных ветров, полученных в разные сезоны (рис. 1). Укажем, что те и другие данные были получены в годы повышенной солнечной активности, т.е. при сходных гелиофизических условиях.

В зимний период (рис. 1, панель *a*) LT-вариации  $P_{EPB}$  имеют два четких максимума. Первый дополуночный менее развитый максимум приходится на ~19:00–22:00 LT, второй доминирующий максимум приходится на послеполуночные часы (~02:00–04:00 LT). В период, предшествующий развитию этих максимумов, наблюдается мощное затухание южного меридионального ветра и появление слабого северного ветра (0–25 м/с). В долине между максимумами скорости северный ветер затухает до нуля и даже появляется очень слабый южный ветер (0–(–10 м/с)). Развитие северного ветра практически сопровождается появлением второго максимума  $P_{EPB}$ . Не так однозначно обстоит дело с первым максимумом  $P_{EPB}$ : его появление запаздывает по отношению к развитию северного ветра. Коэффициент корреляции при этом составляет  $R \cong 0.68$ . Согласно шкале Чеддока, выявленная корреляционная связь сравниваемых профилей является заметной.

Летом два характерных максимума  $P_{EPB}$  также неравнозначны. Первый максимум, появляющийся в заходный период (~18:00–20:00 LT), доминирует, второй послеполуночный максимум (~01:00–04:00 LT) развит намного слабее. Эти же тенденции повторяются и в LT-профиле меридиональных ветров, которые в летнее время дуют исключительно с севера. Видно, что первый (доминирующий) максимум  $P_{EPB}$  соответствует наибольшему всплеску скорости северного ветра (~120–130 м/с). Послеполуночный максимум  $P_{EPB}$  совпадает с меньшим подъемом скорости северного ветра (~60–70 м/с). Для летнего периода корреляционная связь сравниваемых профилей является очень сильной ( $R = 0.9$ ) (рис. 1, панель *b*).

В равноденствие гистограмма  $P_{EPB}$  имеет хорошо выраженный максимум, приходящийся на заходный период (~18:00–20:00 LT). Далее виден небольшой всплеск  $P_{EPB}$  в околополуночные часы, который в виде плато сохраняется вплоть до ~04:00 LT. В этот сезон меридиональные ветры крайне изменчивы по направлению. В дневные часы это хорошо развитый южный ветер. В вечерние и ночные часы ветер меняет свое направление – становится северным и достигает своих наибольших значений (~70 м/с) приблизительно к ~19:00–21:00 LT. Хорошо видно, что вариации  $P_{EPB}$  практически идеально перекликаются с вариациями скорости меридионального ветра меняющихся направлений. Развитие максимума  $P_{EPB}$  следует за появлением максимума скорости северного ветра (~70 м/с). Платообразное повышение  $P_{EPB}$  следует за платообразным подъемом скорости ветра (~40 м/с). Как результат, рассчитанный коэффициент корреляции велик ( $R = 0.88$ ), что свидетельствует о наличии сильной корреляционной связи (рис. 1, панель *b*).

Следует указать, что для корреляционного анализа использовался программный пакет STATISTICA 6.0. Статистическая значимость рассчитанных корреляций соблюдалась при  $p < 0.05$  (5%) и  $n = 24$ , где  $p$  – уровень значимости, а  $n$  – количество значений  $P_{EPB}$ .

### 4. ОБСУЖДЕНИЕ

1. При сравнительном анализе LT-вариаций  $P_{EPB}$ , выявленных в разные сезоны (рис. 1, панели *a*, *b*, *b*), и LT-вариаций скорости меридиональных термосферных ветров была обнаружена их отчетливая корреляционная связь. Рассмотрим ее в деталях, обращая внимание на изменчивость направления меридиональных ветров.

Как уже указывалось ранее, зимой доминирует южный меридиональный ветер. Максимумы  $P_{EPB}$  развиваются тогда, когда значения скорости южного ветра падают до нуля, а затем появляется слабый северный ветер (~0–20 м/с). (Неудивительно, что зимой преобладает южный ветер, ведь разогрев термосферы происходит именно в южном полушарии.) Причем вариации ветра, связанные с затуханием южного и появлением северного ветра, хорошо коррелируют с появлением максимумов  $P_{EPB}$  ( $R \cong 0.68$ ).

Летом меридиональный ветер – это исключительно северный ветер. Максимумы  $P_{EPB}$  возникают тогда, когда ветер наиболее развит и достигает своих максимальных значений (~120–130 м/с и ~60–70 м/с). Иными словами, вариации северного ветра отлично коррелируют с появлениями максимумов  $P_{EPB}$ . И опять же неудивительно, что летом преобладают северные ветры, ведь летом

наибольшей инсоляции подвергается именно северное полушарие.

В период равноденствия меридиональный ветер в течение дня меняет свое направление дважды. В дневные часы это умеренный и слабый южный ветер, а в вечерние и ночные часы ветер становится умеренным северным с максимальными значениями (~80 и ~40 м/с). Тогда же и развивается максимум и платообразное повышение  $P_{EPB}$ .

Причем хорошо видно, что в сезоны с наиболее развитыми северными ветрами (лето и равноденствие) корреляционная связь рассматриваемых профилей является наиболее заметной: сильной ( $R \cong 0.88$ ) в равноденствие и очень сильной ( $R \cong 0.9$ ) летом.

Если обнаруживается столь значительная корреляционная связь явлений, то резонно задаться следующими вопросами. Когда и на каких высотах меридиональный ветер может влиять на генерацию/эволюцию EPB? Как это осуществляется?

2. Важно отметить, что ветровое влияние на ионосферную плазму, в частности на генерацию и эволюцию EPB, сильно ограничено высотным диапазоном. Оно наиболее эффективно вблизи высот генерации EPB и значительно ослабевает при подъеме EPB до предельных высот  $F$ -области. Это связано с сильным падением концентрации нейтральных частиц с ростом высоты. На высотах верхней ионосферы, где их концентрация крайне мала, это влияние становится и вовсе ничтожным. (Напомним, что до высот ~500 км первостепенную роль еще играют ион-нейтральные соударения, выше начинают превалировать ион-ионные соударения [Брюнелли и Намгаладзе, 1998]).

Заметим, что LT-вариации скорости меридионального ветра почти одновременно (летом) либо с задержкой в 1 ч (зимой и в равноденствие) сопровождаются аналогичными вариациями  $P_{EPB}$ . Исключение составляет лишь развитие первого максимума  $P_{EPB}$  зимой, который появляется через 3 ч после развития максимума скорости меридионального ветра. При этом обнаруживается заметная/сильная/очень сильная (в зависимости от сезона) корреляционная связь указанных вариаций.

Отметим также, что для проведения корректного анализа следует принять во внимание погрешность модельного представления LT-вариаций скорости меридионального ветра. Примем, что средняя погрешность по параметру LT равна ~1 ч. (Эта оценка получена из сопоставления с аналогичными данными, рассчитанными по модели CIRA-72 [Намгаладзе и др., 1975].) Тогда задержка в появлении LT-вариаций  $P_{EPB}$  по отношению к ветрам увеличивается до ~1–4 ч в зависимости от сезона.

С другой стороны, хорошо известно, что генерация EPB происходит в период, упреждающий развитие максимумов  $P_{EPB}$ , как минимум, на ~1–3 ч. (Напомним, что анализируемые LT-вариации  $P_{EPB}$  были получены на борту спутника ISS-b, летавшего на высотах верхней ионосферы (~972–1220 км). Согласно же ионозондовым [Abdu et al., 1983], спутниковым (AE-C, [McClure et al., 1977]) и радарным [Woodman and La Hoz, 1976] измерениям, нижняя граница диапазона скоростей подъема EPB составляет ~150 м/с, а верхняя граница может достигать ~1 км/с [Hanson et al., 1997; Huba et al., 2008]. Простейшая оценка времени подъема EPB с высот генерации до высот верхней ионосферы, например, ~1500–3000 км (вершина EPB) со скоростью, например, 300 м/с как раз и составляет 1–3 ч.

При сопоставлении интервалов ~1–3 ч и ~1–4 ч нетрудно заключить, что характерные вариации скорости меридиональных ветров, действительно, развиваются как в период генерации EPB, так и на начальном этапе их эволюции. Последнее не исключает их возможного влияния.

Ветровое влияние на EPB можно условно поделить на прямое и не прямое (опосредованное). В период генерации EPB влияние меридионального ветра может осуществляться опосредованно: путем воздействия на (1) темпы роста R-T-неустойчивости и (2) интегральную педерсеновскую проводимость силовой трубки, контролирующую нелинейное развитие EPB [Abdu, 2001]. Прямое влияние меридиональный ветер оказывает на EPB в период их вертикального подъема и расплывания вдоль магнитных силовых трубок.

3. Обсудим эффект непрямого (опосредованного) влияния меридионального ветра в период генерации EPB.

Для наглядности используем модельное представление о влиянии меридионального ветра на ионосферную плазму, приведенное в работе [Kelle, 2002] (модель “фен, клин и шарик для пинг-понга”). Согласно этой модели, поток воздуха от фена — это меридиональный ветер, клин — высотно-широтный ход магнитной силовой трубки, а шарик — ионосферная плазма. Легко заметить, что в летний сезон, когда будет развит северный ветер, в северном полушарии он будет провоцировать подъем плазмы вдоль магнитных силовых трубок (восходящий ветер), а в южном полушарии — опускание (нисходящий ветер). Это может создавать значительную северно-южную асимметрию в экваториальной аномалии и, следовательно, асимметрию в распределении проводимости и скорости рекомбинации вдоль магнитной силовой трубки [Maguyama, 1988]. Иными словами, рост проводимости и темпов рекомбинации в области нисходящих ветров может не компенсироваться их убылью в области восходя-

щих ветров, что приведет к “чистому” приросту этих величин вдоль магнитной силовой трубки. Как указывалось во Введении, здесь-то и возник спор: к чему приводит прирост этих величин, вызванных усилением меридионального ветра. Либо к подавлению темпов роста R-T-неустойчивости [Maquyama, 1988], либо к их усилению (см., например, [Mendillo et al., 2001; Devasia et al., 2002; Jyoti et al., 2004; Huba and Krall, 2013]).

Обратимся к результатам нашего исследования. Замечаем, что всякий раз события развиваются по одному и тому же сценарию. Когда в вечерние часы начинается развиваться меридиональная (трансэкваториальная) компонента термосферного ветра, дующего с севера, то это повторяется в развитии ЕРВ ( $P_{ЕРВ}$ ). Причем повторяется с точностью до вариаций ветровой компоненты. Если бы “работала” гипотеза [Maquyama, 1988], то этого бы не происходило. Согласно же нашим данным, это происходит каждый раз независимо от сезона.

По всей видимости, факт резкого усиления меридионального термосферного ветра в вечерние часы передается по цепи электродинамических процессов, ответственных за генерацию и рост ЕРВ, и благоприятствует их развитию. Причем, как это следует из полученных результатов, усиление как раз северного ветра наиболее этому способствует. Это хорошо видно по данным за летний период и в равноденствие. В зимний период, когда практически весь день доминируют южные ветра, ближе к вечеру они затухают и дают дорогу, опять же, северным ветрам, чьи вариации впоследствии отражаются на поведении  $P_{ЕРВ}$ . Как же это влияние может передаваться?

Хорошо известно (см., например, [Maquyama, 1996]), что меридиональный ветер в вечерние часы способен существенно влиять на подъем высоты  $F$ -области. Его усиление может приводить к значительному подъему высоты  $F$ -области. (Замечаем, что в вечерние часы амплитуда меридионального ветра может быть достаточно высокой. Например, летом она может достигать  $\sim 130$  м/с, в равноденствие —  $\sim 80$  м/с.) Согласно же базовой концепции теории генерации ЕРВ, чем выше подъем  $F$ -области, тем более она нестабильна. Иными словами, в этот момент создаются наиболее благоприятные условия для высоких темпов развития R-T-неустойчивости [Booker and Wells, 1938], что в итоге благоприятствует развитию ЕРВ. А последнее отражается на послезаходном росте вероятности наблюдений ЕРВ и последующих вариациях  $P_{ЕРВ}$ .

Возвращаясь к гипотезе [Maquyama, 1988], следует упомянуть, что автор в более поздней работе [Maquyama, 1996] признал ее противоречивость и указал на сложность в определении пороговой

высоты основания  $F$ -области — высоты генерации ЕРВ(ESF).

4. Обсудим эффект прямого влияния меридионального ветра на ЕРВ в период их вертикального подъема.

ЕРВ (в нелинейную фазу своего развития) устремляются на большие высоты гораздо быстрее, чем окружающая плазменная масса (см., например, [Tsunoda et al., 1982]). Как и другие заряженные частицы, ЕРВ по мере подъема на высоты верхней ионосферы под влиянием процессов амбиполярной диффузии начинают “растекаться” (растягиваться) вдоль магнитных силовых трубок (фонтан-эффект).

Меридиональная ветровая компонента, ориентированная вдоль магнитного поля, приводит либо к усилению процессов диффузионного “растекания” заряженных частиц вдоль магнитной силовой трубки (или ее части) либо к торможению этих процессов. Опять же, как было указано выше, наиболее эффективно эти процессы будут идти в довольно узком высотном диапазоне: от высот генерации ЕРВ у основания  $F$ -области до  $\sim 500$  км. Пузыри, подвергшиеся такому влиянию на старте их вертикального подъема, будут нести его как отпечаток при дальнейшем подъеме на большие ионосферные высоты. Как результат, это может отразиться на конечных размерах растянувшихся ЕРВ. При благоприятном режиме ЕРВ будет испытывать максимальное растягивание вдоль магнитной силовой трубки (или ее части) и далее (при подъеме на высоты верхней ионосферы) становится более заметным на низких широтах и части средних широт. Последнее увеличит вероятность наблюдений ЕРВ. При неблагоприятном режиме эта вероятность будет менее значительной. Следует отметить, что меридиональный ветер определенной направленности в одном полушарии может благоприятствовать развитию ЕРВ (его растягиванию), а в другом, наоборот, препятствовать.

А именно, в летний сезон в северном полушарии северный (восходящий) ветер будет препятствовать растеканию ЕРВ (“запирать” их), а в южном, наоборот, благоприятствовать. Обратная ситуация разовьется зимой, когда, как правило, доминирует южный меридиональный ветер (ранние вечерние часы). В южном полушарии он восходящий и препятствует растеканию пузырей, а в северном, наоборот, благоприятствует. Иными словами, условия наиболее благоприятные для развития ЕРВ каждый раз будут создаваться в том полушарии, где наступает местная зима. Однако в период равноденствия, когда меридиональный ветер балансирует по направлениям, следует ожидать появления ЕРВ приблизительно с одинаковой степенью вероятности, как в южном так и в северном полушариях.

Напомним, что в настоящем исследовании данные наблюдений ЕРВ зимнего (летнего) сезона собирались по двум полушариям за периоды, когда в каждом из них была местная зима (лето). Согласно описанному выше механизму прямого влияния меридиональных ветров, значения  $P_{ЕРВ}$  должны превалировать в местную зиму. И, действительно, это подтверждается полученными результатами: зимой максимальная амплитуда LT-вариаций  $P_{ЕРВ}$  достигает 23%, а летом — только 17%. В равноденствие она сравнима с летними значениями и достигает 13%.

Более того эти выводы подтверждаются исследованиями широтных распределений  $P_{ЕРВ}$  по данным спутников ROCSAT-1 (~600 км) и ISS-b (~1000 км), полученным в разные сезоны наблюдений [Сидорова, 2021]. Выявлено, что с ростом высоты наблюдения (от ~600 км до ~1000 км) помимо центрального (экваториального) широтного максимума  $P_{ЕРВ}$  начинают развиваться дополнительные среднеширотные максимумы  $P_{ЕРВ}$ . Выявлено, что эти максимумы наиболее ярко проявляются в зимних полушариях, а в периоды равноденствий они приблизительно одинаковы для обоих полушарий [Сидорова, 2021].

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До сих пор не сложилось единого мнения о роли меридиональных термосферных ветров в процессах генерации и эволюции экваториальных плазменных пузырей. В настоящей работе предпринята попытка исследовать эту связь. Для этого проведен детальный сравнительный и корреляционный анализ LT-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ и скорости меридиональной компоненты термосферного ветра. Используются данные наблюдений ЕРВ, регистрируемые на борту спутника ISS-b (~972–1220 км) в периоды солнцестояний и равноденствий. Используются модельные LT-вариации скорости меридиональной компоненты термосферного ветра, полученные в работе [Maruyama, 1996] по данной эмпирической модели термосферных ветров HWM90 [Hedin et al., 1991]. Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

1. Указанные характеристики имеют детальное подобие и заметную корреляцию ( $R \cong 0.68$ ) зимой, сильную корреляцию ( $R \cong 0.88$ ) в равноденствие и очень сильную корреляцию ( $R \cong 0.9$ ) летом.

2. Во все сезоны всплеск скорости северного меридионального ветра, наблюдаемый в вечерние часы экваториального региона, сопровождается ростом  $P_{ЕРВ}$ .

3. Максимальное значение  $P_{ЕРВ}$  (23%) достигается в зимних полушариях.

Следует указать, что полученные результаты находятся в согласии с базовой концепцией тео-

рии генерации ЕРВ: чем выше  $F$ -область, тем благоприятнее условия для более высоких темпов развития R-T-неустойчивости, а, значит, и для развития ЕРВ. А усиление меридионального ветра в вечерние часы как раз приводит к значительному подъему высоты  $F$ -области. Что касается выявленных сезонных особенностей поведения  $P_{ЕРВ}$ , то они легко объясняются сезонным характером прямого влияния меридионального ветра на плазму пузыря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука. 499 с. 1998.
- Намгаладзе А.А., Латышев К.С., Захаров Л.П. Расчеты суточной вариации ионосферных параметров для низкой солнечной активности. Вопросы моделирования ионосферы. Калининград: Калинингр. ун-т. С. 26–35. 1975.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Долготная статистика плазменных “пузырей”, видимых на высотах верхней ионосферы в концентрации  $Ne^+$  // 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.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Ветровая подготовка генерации экваториальных плазменных “пузырей” // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 59. № 3. С. 333–339. 2019.
- Сидорова Л.Н. Экваториальные плазменные “пузыри”: Изменчивость широтного распределения с высотой // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 61. № 4. С. 445–456. 2021.  
<https://doi.org/10.31857/S0016794021040167>
- Abdu M.A., de Medeiros R.T., Sobral J.H.A. et al. Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations // J. Geophys. Res. V. 88. P. 9197–9204. 1983.
- Abdu M.A. Outstanding problems in the equatorial ionosphere-thermosphere electrodynamic relevant to spread F // J. Atmos. Terr. Phys. V. 63. № 9. P. 869–884. 2001.
- Booker H.G., Wells H.W. Scattering of radio waves by the F-region of the ionosphere // Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity. V. 43. P. 249. 1938.
- Devasia C.V., Jyoti N., Subbaro K.S.V. et al. On the plausible leakage of thermospheric meridional winds with equatorial spread F // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64. № 1. 2002.
- Gasperini F., Forbes J.M., Doornbos E.N. et al. Synthetic thermosphere winds based on CHAMP neutral and plasma density measurements // J. Geophys. Res. V. 121. № 4. P. 3699–3721. 2016.  
<https://doi.org/10.1002/2016JA022392>

- *Hanson W.B., Coley W.R., Heelis R.A. et al.* Fast equatorial bubbles // *J. Geophys. Res.* V. 102. № A2. P. 2039–2045. 1997.
- *Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G. et al.* Revised global model of the thermosphere winds using satellite and ground-based observations // *J. Geophys. Res.* V. 96. № A5. P. 7657–7688. 1991.
- *Huba J.D., Joyce G., Krall J.* Three-dimensional equatorial spread *F* modeling // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. L10102. 2008.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL033509>
- *Huba J.D., Krall J.* Impact of meridional winds on equatorial spread *F*: Revisited // *Geophys. Res. Lett.* V. 40. P. 1268–1272. 2013.  
<https://doi.org/10.1002/grl.50292>
- *Hysell D.L., Kudeki E.* Collisional shear instability in the equatorial *F* region ionosphere // *J. Geophys. Res.* V. 109. N A11301. 2004.  
<https://doi.org/10.1029/2004JA010636>
- *Jyoti N., Devasia C.V., Sridharan R. et al.* Threshold height ( $h'F_c$ ) for the meridional wind to play a deterministic role in the bottom side equatorial spread *F* and its dependence on solar activity // *Geophys. Res. Lett.* V. 31. L12809. 2004.  
<https://doi.org/10.1029/2004GL019455>
- *Kelley M.C.* Ionosphere / *Encyclopedia of Atmospheric Science*. Eds. James R. Holton, John A. Pyle and Judith A. Curry. L.: Academic Press, Elsevier Science. P. 1022. 2002.
- *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. et al.* Equatorial spread-*F* initiation: post-sunset vortex, thermospheric winds, gravity waves // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 17–18. P. 2416–2427. 2007.
- *Maruyama T.* A diagnostic model for equatorial spread *F*, 1, Model description and application to electric field and neutral wind effects // *J. Geophys. Res.* V. 93. P. 14.611–14.622. 1988.
- *Maruyama T.* Modeling study of equatorial ionospheric height and spread *F* occurrence // *J. Geophys. Res.* V. 101. № A3. P. 5157–5163. 1996.
- *Maruyama T.* Non-local theory of ionospheric instability at low latitudes / *Low-Latitude Physics*. Ed. *F.S. Kuo*. P. 109–120. Tarrytown, N.Y.: Pergamon, 1994.
- *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.
- *Mendillo M., Meriwether J., Biondi M.* Testing the thermospheric neutral wind suppression mechanism for day-to-day variability of equatorial spread *F* // *J. Geophys. Res.* V. 106. № A3. P. 3655–3663. 2001.
- *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., Filippov S.V.* Topside ionosphere  $He^+$  density depletions: seasonal/longitudinal occurrence probability // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 86. P. 83–91. 2012.  
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2012.06.013>
- *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.  
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.12.035>
- *Tsunoda R.T., Livingston R.C., McClure J.P. et al.* Equatorial plasma bubbles: vertical elongated wedges from the bottomside *F* layer // *J. Geophys. Res.* V. 87. P. 9171–9180. 1982.
- *Woodman R.F., La Hoz C.* Radar observations of *F*-region equatorial irregularities // *J. Geophys. Res.* V. 81. P. 5447–5466. 1976.