

УДК 550.338.1

## ВЛИЯНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ДИНАМИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА НА СТРУКТУРУ НОЧНЫХ АВРОРАЛЬНЫХ ВЫСЫПАНИЙ

© 2022 г. В. Г. Воробьев<sup>1</sup>, \*, О. И. Ягодкина<sup>1</sup>, \*\*, Е. Е. Антонова<sup>2, 3</sup>, \*\*\*, И. П. Кирпичев<sup>3</sup>, \*\*\*\*

<sup>1</sup>Полярный геофизический институт (ПГИ), г. Апатиты (Мурманская обл.), Россия

<sup>2</sup>Научно-исследовательский институт ядерной физики им. Д.В. Скобелыцина Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (НИИЯФ МГУ), г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва, Россия

\*e-mail: vorobjev@pgia.ru

\*\*e-mail: oksana41@mail.ru

\*\*\*e-mail: elizaveta.antonova@gmail.com

\*\*\*\*e-mail: ikir@iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 06.04.2022 г.

После доработки 01.07.2022 г.

Принята к публикации 20.07.2022 г.

Данные спутников серии DMSP использованы для исследования характеристик ионных и электронных высыпаний в ночном секторе авроральной зоны в магнитоспокойные периоды при экстремальных значениях динамического давления солнечного ветра ( $P_{sw}$ ). Показано, что давление ионов на границе изотропизации увеличивается с ростом  $P_{sw}$  и может достигать уровня 4–6 нПа при  $P_{sw} = 20–22$  нПа. Широтные профили ионного давления, полученные при различных уровнях  $P_{sw}$ , указывают на то, что увеличение  $P_{sw}$  сопровождается расширением области ионных высыпаний и смещением границы изотропии в более низкие широты. Так при  $\langle P_{sw} \rangle = 0.5$  нПа широта границы изотропии составляет  $\sim 70.4^\circ$  CGL, а при  $\langle P_{sw} \rangle = 16.3$  нПа смещается к экватору до  $\sim 64.6^\circ$  CGL. С уменьшением уровня  $P_{sw}$  значительно уменьшаются потоки энергии высыпающихся электронов. При  $P_{sw} < \sim 2.0$  нПа сияния в области аврорального овала можно отнести к типу субвизуальных. При экстремально низких значениях динамического давления,  $P_{sw} = \sim 0.2$  нПа, отождествить зону электронных и ионных высыпаний становится крайне проблематично.

DOI: 10.31857/S0016794022060165

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В экваториальной плоскости магнитосферы, главным образом, из-за изменения радиуса кривизны силовых линий по мере удаления от Земли происходит изотропизация питч-углового распределения энергичных частиц [Sergeev et al., 1993]. Радиальное расстояние, на котором возникает изотропизация, зависит от энергии частиц: чем меньше энергия, тем в среднем дальше от Земли происходит изотропизация. В области изотропной плазмы ее свойства остаются постоянными вдоль геомагнитной силовой линии, что позволяет определять характеристики магнитосферной плазмы по наблюдениям высыпающихся частиц на высотах ионосферы. В работе [Newell et al., 1996] по данным низкоорбитальных спутников серии DMSP выделена граница, названная границей b2i, на которой поток энергии высыпающихся ионов достигает максимума. Статистически по-

казано [Newell et al., 1998], что положение b2i хорошо соответствует границе изотропизации (ГИ) ионов с энергией 30 кэВ.

Одним из наиболее важных параметров магнитосферы является давление плазмы. В условиях магнитостатического равновесия давление плазмы в значительной мере определяет распределение продольных токов и устойчивость плазменных магнитосферных доменов. Усредненное распределение давления плазмы в окружающем Землю плазменном кольце на геоцентрических расстояниях от 6 до 10 Re получено в работах [Кирпичев и Антонова, 2011; Antonova et al., 2014] по данным спутников проекта THEMIS. В работе [Tsyganenko and Mukai, 2003] наблюдения спутника GEOTAIL на расстояниях от 10 до 50 Re в ночной магнитосфере использованы для создания 2D модели распределения давления плазмы. Результаты этого исследования указывают на зна-

чительный рост давления плазмы в экваториальной плоскости магнитосферы с увеличением динамического давления солнечного ветра ( $P_{sw}$ ). По данным спутников DMSP давление ионов в ночном секторе авроральной зоны на границе b2i в зависимости от  $P_{sw}$  исследовалось в работе [Воробьев и др., 2019], где обнаружена фактически линейная связь этих параметров.

Результаты цитируемых выше исследований получены путем обработки больших массивов, в которых статистически значимые наборы данных по динамическому давлению солнечного ветра представлены, главным образом, в интервале  $P_{sw}$  от 1.0 до 6.0 нПа. Целью настоящей работы является изучение структуры ионных и электронных высыпаний, определение особенностей широтного распределения высыпавшихся авроральных частиц и величины ионного давления на ГИ и при экстремальных значениях динамического давления солнечного ветра. Под экстремальными значениями динамического давления будем понимать значения  $P_{sw} < 1.0$  нПа и  $P_{sw} > 6.0$  нПа. Такие значения  $P_{sw}$  выходят за рамки обычно используемых баз данных и возможны только в результате анализа отдельных, специально отобранных для этих целей событий.

## 2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использованы данные спутников DMSP F6 и F7 за полный 1986 г. и данные спутников этой же серии за отдельные, специально выбранные периоды. Спутники серии DMSP каждую секунду регистрировали спектры высыпавшихся ионов и электронов в диапазоне энергий от 30 эВ до 30 кэВ. Исправленные геомагнитные координаты (CGL, MLT) траектории спутника на высоте 110 км рассчитывались по модели AACGM [Baker and Wing, 1989].

Методика определения ионного давления по измерениям спутников DMSP впервые была опубликована в [Wing and Newell, 1998]. В настоящей работе использован модифицированный вариант этой методики, предложенный в работе [Stepanova et al., 2006]. Давление ионов рассчитывается в предположении максвелловского распределения частиц по энергиям, что, несмотря на регистрируемые немаксвелловские энергичные хвосты функций распределения, не приводит к значительным ошибкам при вычислении давления в рассматриваемых областях [Kirpichev et al., 2021]. Чтобы избежать значительного влияния суббуревых процессов на результаты исследования, важным критерием при отборе данных и интервалов исследования являлся низкий уровень магнитной активности в авроральной зоне,  $AL > -200$  нТл.

Для изучения влияния экстремально больших уровней  $P_{sw}$  на величину ионного давления были отобраны магнитные бури, перед началом главной фазы которых при положительных значениях  $Dst$  индекса наблюдались большие значения  $P_{sw}$ . Такие интервалы классически именуется как фазы DCF (disturbance of corpuscular flux) магнитных бурь. При условии низкого уровня магнитной активности в авроральной зоне таким интервалам соответствовали фазы DCF магнитных бурь 13–14 июня 1998 г., 16–17 апреля 1999 г., 18–19 марта 2002 г., 19–20 ноября 2007 г. и 31 мая 2013 г. Магнитным бурям 31 мая 2013 г. и 18 марта 2002 г. предшествовали магнитоспокойные периоды длительностью более 24 ч, которые были использованы для изучения широтного распределения характеристик высыпавшихся частиц при низких и экстремально низких значениях  $P_{sw}$ .

Для анализа вариаций индексов геомагнитной активности и параметров межпланетной среды использовались данные, представленные в (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/> и <http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/>).

## 3. ВЛИЯНИЕ $P_{sw}$ НА ВЕЛИЧИНУ ИОННОГО ДАВЛЕНИЯ

Потоки энергии ионов ( $J_i$ ) и их средние энергии ( $E_i$ ) в ночном секторе авроральной зоны постепенно увеличиваются с уменьшением широты, достигая максимума на экваториальном крае высыпаний. В соответствии с [Newell et al., 1996], положение максимума  $J_i$  определялось в качестве границы изотропизации. Экваториальнее ГИ потоки энергии высыпавшихся ионов быстро падают. Таким образом, ГИ определяет положение максимума ионного давления, а ее широта — наиболее экваториальную область ионосферы, ионное давление в которой можно проецировать в экваториальную магнитосферу.

Из-за специфики траекторий спутников DMSP максимальное число спутниковых пересечений области авроральных высыпаний в периоды отобранных для исследования событий располагалось в секторе 18:00–21:00 MLT. На рисунке 1а по статистическому набору данных за 1986 г. показана зависимость ионного давления на ГИ от динамического давления солнечного ветра в этом секторе MLT (линия 1). Так как граница изотропизации не является изобарой, величина ионного давления на ГИ зависит от MLT. Для сравнения на рис. 1а (линия 2) представлены аналогичные данные в секторе 21:00–24:00 MLT из работы [Воробьев и др., 2019]. Рисунок показывает, что на ГИ давление ионов в секторе 21:00–24:00 MLT несколько выше, чем давление в секторе 18:00–21:00 MLT. Это наглядно отображается вертикальной штриховой линией, проведенной на уровне  $P_{sw} = 6$  нПа, при котором давление ионов в секторе 18:00–21:00 MLT составляет  $\sim 1.0$  нПа,

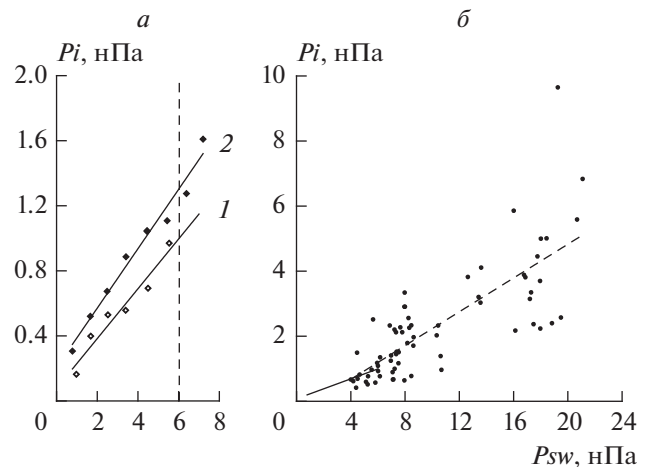
а в секторе 21:00–24:00 MLT  $\sim 1.3$  нПа. Средне-квадратичное отклонение данных на рис. 1а составляет  $\sim 0.2$ – $0.3$  нПа и более детально обсуждается в работе [Воробьев и др., 2019].

На рисунке 1б показано ионное давление на ГИ в секторе 18:00–21:00 MLT с привлечением данных за периоды фазы DCF, отобранных нами магнитных бурь. Сплошная линия около начала осей координат соответствует данным, показанным на рис. 1а, линия 1. Штриховая линия соответствует уравнению линейной регрессии, полученному по всем точкам на графике (коэффициент линейной корреляции  $r = 0.82$ ). Разброс точек значительный, но очевиден близкий к линейному рост ионного давления с увеличением  $P_{sw}$ . Отдельно стоящая точка на графике при  $P_{sw} = 19.3$  нПа указывает на то, что давление ионов на ГИ может достигать величины  $\sim 10$  нПа.

#### 4. ШИРОТНЫЕ ПРОФИЛИ ХАРАКТЕРИСТИК АВРОРАЛЬНЫХ ВЫСЫПАНИЙ ПРИ РАЗНЫХ УРОВНЯХ $P_{sw}$

При спокойных условиях динамическое давление солнечного ветра обычно не превышает  $\sim 3$  нПа. Так, в работе [Tsyganenko and Mukai, 2003] среднее  $P_{sw} \sim 2.2$  нПа, а по данным за 1986 г.  $\sim 2.4$  нПа. В событии 18 марта 2002 г. наблюдался резкий скачок динамического давления солнечного ветра, зарегистрированный как SSC в 13:22 UT, после которого динамическое давление солнечного ветра оставалось очень высоким в течение  $\sim 10$  ч, варьируясь в интервале 14–20 нПа. Данные спутников DMSP за этот период использованы для определения широтного распределения ионного давления и потоков энергии высыпающихся электронов при экстремально высоких уровнях  $P_{sw}$ . На рисунке 2 (верхняя панель) представлен широтный профиль ионного давления, полученный усреднением по 10 пересечениям спутников DMSP зоны авроральных высыпаний. По горизонтальной оси на рисунке отложена исправленная геомагнитная широта (CGL). Усреднение проводилось методом наложения эпох относительно границы изотропизации, среднее положение которой составило  $\langle \Phi \rangle = 64.6^\circ$  CGL,  $\langle MLT \rangle = 20.4$ ,  $\langle AL \rangle = -44$  нТ. При величине динамического давления солнечного ветра  $\langle P_{sw} \rangle = 16.3$  нПа ионное давление на границе изотропизации  $\langle Pi \rangle = 5.1$  нПа.

Среднее широтное распределение потоков энергии электронных высыпаний ( $Je$ ) показано на нижней панели рис. 2. Максимальные значения  $Je$ , как и в работах [Yahnin et al., 1997; Старков и др., 2005], регистрируются к полюсу от ГИ в области овала дискретных форм сияний, ширина которого составляет около  $2^\circ$  CGL.

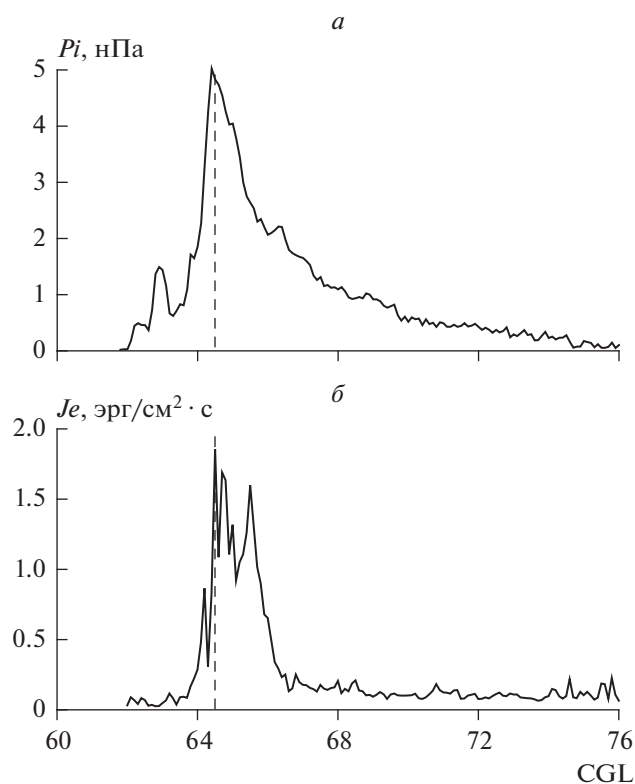


**Рис. 1.** (а) – давление ионов на границе изотропизации (ГИ) в зависимости от динамического давления солнечного ветра ( $P_{sw}$ ): 1 – в секторе 18:00–21:00 MLT, 2 – в сектор 21:00–24:00 MLT. (б) – давление ионов на ГИ в секторе 18:00–21:00 MLT в периоды экстремально больших значений  $P_{sw}$ .

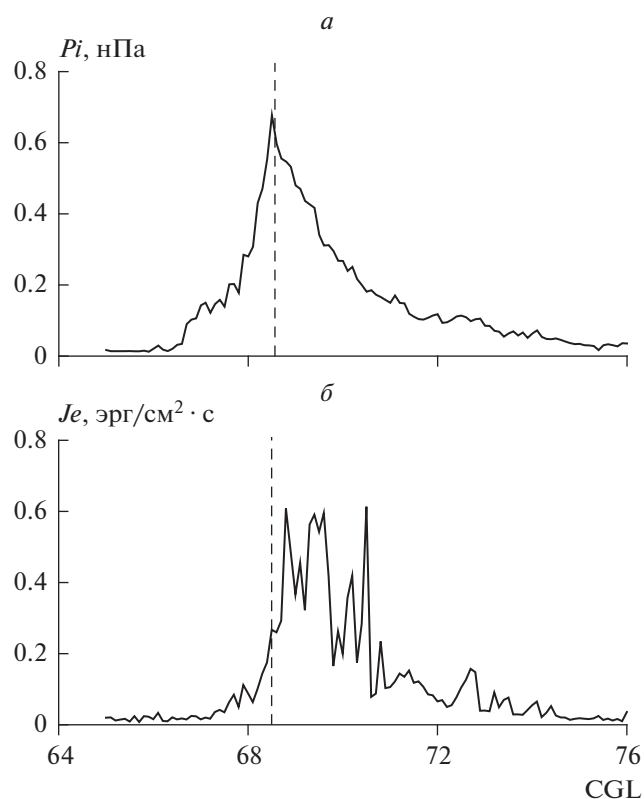
Интенсивность аврорального свечения можно оценить с использованием методики, предложенной в [Воробьев и др., 2013]. В этой работе для расчета интенсивности эмиссии 557.7 нм принимались во внимание процессы образования электронно-возбужденного атома  $O(^1S)$  в результате переноса энергии возбуждения из метастабильного состояния  $N_2(A^3\Sigma_u^+)$ , возбуждение  $O(^3P)$  первичными и вторичными электронами и диссоциативная рекомбинация. Согласно этой методике, интенсивность эмиссии [OI] 557.7 нм в пиковых значениях  $Je$  составляет примерно 1.4 кР. Высыпания экваториальнее границы изотропизации связаны с диффузным свечением, интенсивность которого быстро уменьшается с уменьшением широты.

До начала возмущений в солнечном ветре в событии 18 марта 2002 г. динамическое давление солнечного ветра длительное время оставалось на уровне около  $\sim 2$  нПа. На рисунке 3 показаны средние характеристики ионных и электронных высыпаний за этот период. Формат рисунка такой же, как и на рис. 2. На верхней панели показано среднее широтное распределение ионного давления. При среднем динамическом давлении  $\langle P_{sw} \rangle = 2.1$  нПа давление ионов на ГИ составило  $\langle Pi \rangle = 0.7$  нПа; среднее положение ГИ  $\langle \Phi \rangle = 68.6^\circ$  CGL. Таким образом, при уменьшении уровня  $\langle P_{sw} \rangle$  от 16.3 до 2.1 нПа граница изотропизации сместилась на  $\sim 4^\circ$  к полюсу, а уровень ионного давления на ГИ уменьшился в  $\sim 7$  раз.

Как и при высоких уровнях  $P_{sw}$ , максимальные значения потоков энергии высыпающихся электронов регистрируются к полюсу от ГИ. Ши-



**Рис. 2.** Средние широтные профили ионного давления (верхняя панель) и потоков энергии высыпавшихся электронов (нижняя панель) при  $\langle P_{sw} \rangle = 16.3$  нПа. Вертикальная штриховая линия – положение границы изотропизации.



**Рис. 3.** То же, что и на рис. 2 для  $\langle P_{sw} \rangle = 2.1$  нПа: среднее положение ГИ  $\langle \Phi' \rangle = 68.6^\circ$  CGL,  $\langle \text{MLT} \rangle = 20.0$  при  $\langle \text{AL} \rangle = -49$  нТл.

рина области высыпаний аврорального овала существенно не изменилась и составляет  $\sim 2^\circ$  CGL, но интенсивность свечения эмиссии [OI] 557.7 нм в пиковых значениях  $Je$  уменьшилась до 0.5 кР. Дискретные формы такой интенсивности относятся к очень слабым визуальным сияниям.

В спокойный период до начала магнитной бури 31 мая 2013 г. наблюдался еще более низкий уровень  $P_{sw}$ , величина которого была менее 1 нПа. На верхней панели рис. 4 показан широтный ход ионного давления для  $\langle P_{sw} \rangle = 0.5$  нПа. По сравнению с данными на рис. 3 положение ГИ сместилось еще на  $\sim 2^\circ$  к полюсу на широту  $\langle \Phi' \rangle = 70.4^\circ$  CGL, а уровень ионного давления на границе изотропизации уменьшился до  $\langle Pi \rangle = 0.1$  нПа.

Как и при более высоких уровнях динамического давления солнечного ветра максимальные значения потоков энергии высыпавшихся электронов регистрируются на границе изотропизации и к полюсу от нее. Ширина области высыпаний аврорального овала, как и прежде, составляет около  $2^\circ$  CGL. Пиковые значения интенсивности свечения [OI] 557.7 нм оценены в 0.12–0.16 кР, что примерно соответствует уровню свечения ночного неба. Всплески интенсивности на широтах

выше  $\sim 72^\circ$  CGL относятся к высыпаниям полярной шапки.

Наиболее низкий уровень динамического давления солнечного ветра наблюдался 30 мая 2013 г. в интервале 18:30 UT–20:30 UT. На рисунке 5 представлены данные, полученные спутниками F18 в 19:51 UT (а) и F17 в 20:19 UT (б) в южном полушарии при  $P_{sw} = 0.23$  нПа. Средние 5-мин значения AL индекса составляли  $-26$  и  $-29$  нТл соответственно. Рисунок показывает, что при таких экстремально спокойных условиях становится крайне проблематично отождествить зону ионных высыпаний и определить положение границы изотропизации. Величина ионного давления варьируется относительно среднего уровня  $\sim 0.02$  нПа с хаотически появляющимися пиковыми значениями до  $\sim 0.06$  нПа. Средний уровень  $Je$  также очень низкий с мелкомасштабными усилениями до 0.2–0.4 эрг/см<sup>2</sup> с, которые, возможно, отражают наличие слабых субвизуальных форм сияний.

Сопоставление данных, представленных на рисунках 2–5, уверенно демонстрирует, что величина максимума ионного давления в авроральной зоне, широтное положение границы изотропизации и уровень потока энергии электронов, высы-

пающихся в зоне аврорального овала, существенным образом зависят от динамического давления солнечного ветра. С ростом  $P_{sw}$  уровень ионного давления увеличивается, в то время как ГИ смещается в более низкие широты. Так при  $\langle P_{sw} \rangle = 16.3$  нПа широта ГИ составляет  $\sim 64.6^\circ$  CGL, величина ионного давления —  $\langle P_i \rangle = 5.1$  нПа, а при  $\langle P_{sw} \rangle = 0.5$  нПа широта ГИ уже  $70.4^\circ$  CGL, а  $\langle P_i \rangle = 0.1$  нПа.

## 5. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Данные спутников серии DMSF использованы для исследования характеристик ионных и электронных высыпаний в секторе 18–21 MLT авроральной зоны при экстремальных значениях динамического давления солнечного ветра ( $P_{sw}$ ). Основные результаты, полученные в работе, можно сформулировать следующим образом:

1. Давление ионов на границе изотропизации в секторе 18:00–21:00 MLT составляет  $\sim 0.8$  от ионного давления в секторе 21:00–24:00 MLT.

2. При экстремально высоких уровнях динамического давления солнечного ветра давление ионов на ГИ увеличивается с ростом  $P_{sw}$  и может достигать уровня 4–6 нПа при  $P_{sw} = 20$ –22 нПа.

3. Получены широтные профили ионного давления при средних уровнях динамического давления 0.5, 2.1 и 16.3 нПа, указывающие на то, что увеличение  $P_{sw}$  сопровождается не только ростом давления плазмы в авроральной зоне, но и расширением области ионных высыпаний, главным образом, за счет смещения ГИ в более низкие широты. Так при  $\langle P_{sw} \rangle = 0.5$  нПа широта ГИ составляет  $\sim 70.4^\circ$  CGL, а при  $\langle P_{sw} \rangle = 16.3$  нПа уже  $\sim 64.6^\circ$  CGL.

4. С уменьшением уровня динамического давления солнечного ветра широтные размеры области высыпаний аврорального овала существенно не изменяются, но значительно уменьшаются потоки энергии высыпавшихся электронов и, соответственно, интенсивность аврорального свечения.

5. При экстремально низких значениях динамического давления,  $P_{sw} = \sim 0.23$  нПа, не удастся надежно отождествить зону электронных и ионных высыпаний и определить положение границы изотропизации.

В работе [Roach and Jamnick, 1958] было отмечено, что самое слабое свечение, которое в ночном небе способен различить человеческий глаз, должно быть в 3 или 4 раза интенсивнее, чем нормальное свечение ночного неба. Как в красной, так и в зеленой линии атомарного кислорода интенсивность свечения чистого ночного неба в высоких широтах составляет  $\sim 0.15$ – $0.20$  кР. Таким образом, при  $P_{sw} < \sim 2.0$  нПа сияния в области аврорального овала можно отнести к типу субвизуальных. Однако большие мелкомасштабные пи-

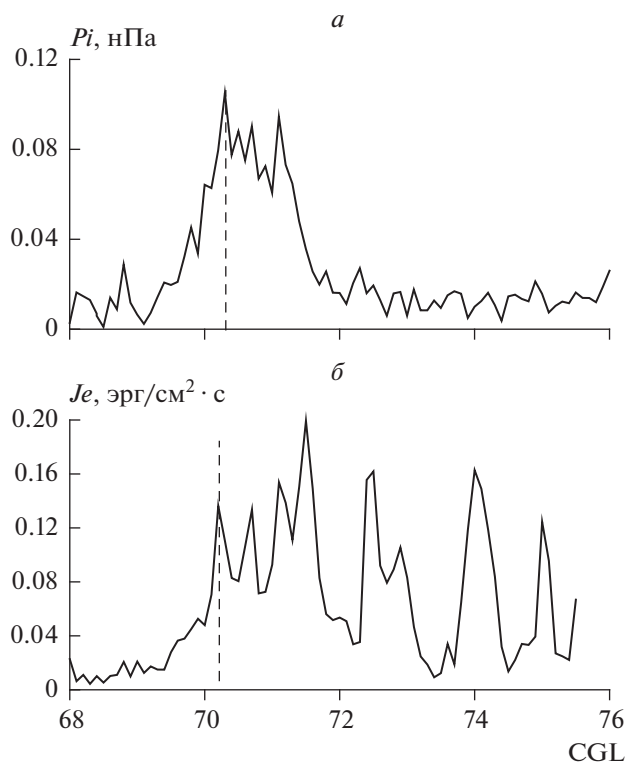


Рис. 4. То же, что и на рис. 2 для  $\langle P_{sw} \rangle = 0.5$  нПа: среднее положение ГИ  $\langle \Phi \rangle = 72.2^\circ$  CGL,  $\langle \text{MLT} \rangle = 20.4$  при  $\langle AL \rangle = -26$  нТл.

ки, наблюдаемые в широтном распределении  $J_e$ , не исключают возможности появления в отдельные периоды слабых визуальных форм сияний.

Авроральные высыпания на широтах выше границы изотропизации рассматриваются как изотропные. В области изотропных высыпаний в условиях магнитоэстатического равновесия давление плазмы постоянно вдоль силовой линии геомагнитного поля и его можно использовать в качестве “маркера” при определении давления в экваториальной плоскости магнитосферы. Такой метод, названный методом “морфологического проецирования”, был предложен в работах [Paschmann et al., 2002; Antonova et al., 2018] и использовался нами ранее в работах [Антонова и др., 2014; Кирпичев и др., 2016]. Метод основан на сопоставлении широтного распределения давления на высотах ионосферы с распределением давления плазмы в экваториальной плоскости магнитосферы. Для определения ионного давления в магнитосфере были использованы наблюдения спутников THEMIS. Радиальное распределение давления в экваториальной плоскости ( $Z_{SM} = 0 \pm 1$  Re) на меридиане  $\text{MLT} = 20 \pm 1$  показано на рисунке 6а. Профиль давления получен для магнитоспокойных условий ( $AL > -200$  нТ,  $Dst > -20$  нТ,  $P_{sw} = 2.0 \pm 0.2$  нПа), которые идентичны услови-

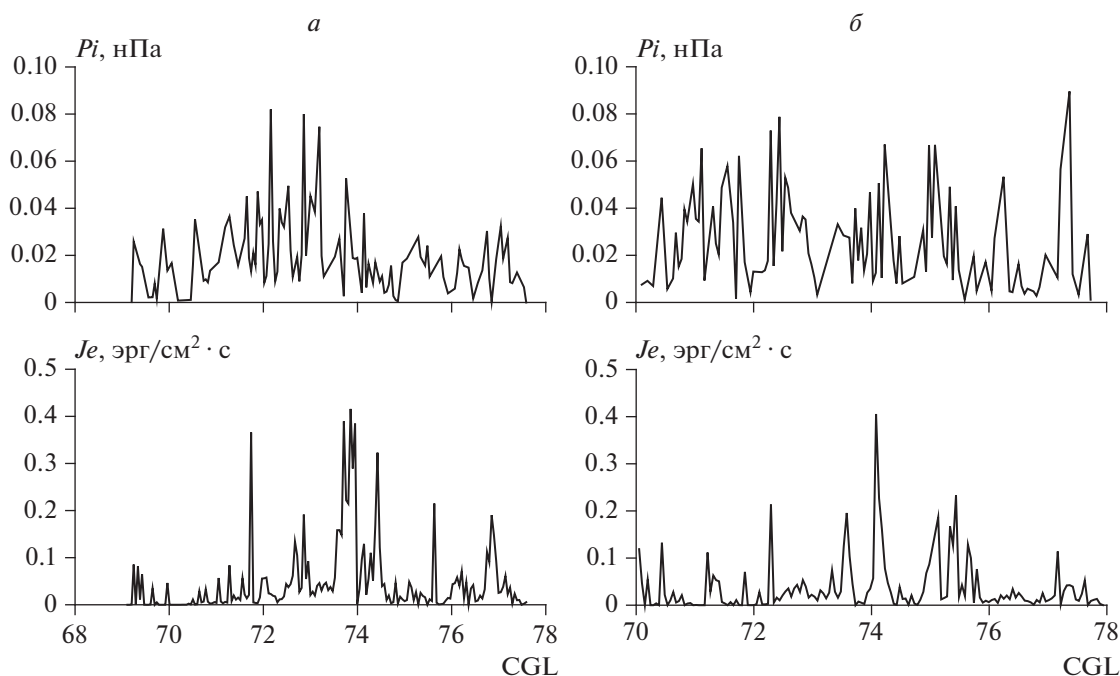


Рис. 5. Наблюдения спутников F18 в 19:51 UT (а) и F17 в 20:19 UT (б) в южном полушарии, при  $P_{sw} = 0.23$  нПа.

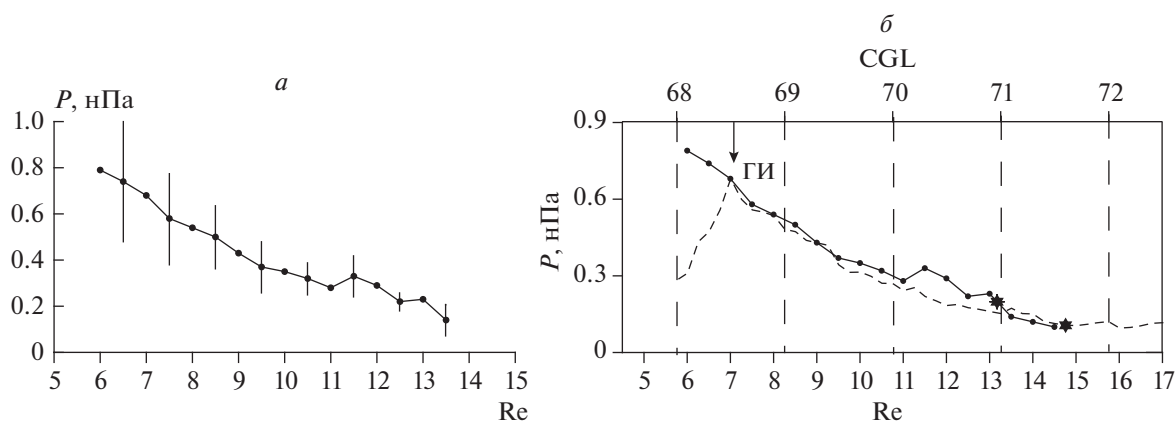


Рис. 6. (а) – радиальное распределение ионного давления на меридиане  $20 \pm 1$  MLT; (б) – проекция широтного профиля ионного давления при  $\langle P_{sw} \rangle = 2.1$  нПа на экваториальную плоскость магнитосферы.

ям, при которых был получен широтный профиль ионного давления в ионосфере, показанный на рисунке 3 для уровня  $\langle P_{sw} \rangle = 2.1$  нПа.

На рисунке 6б показана проекция широтного профиля ионного давления в экваториальную плоскость магнитосферы при условии равенства давлений вдоль геомагнитных силовых линий. Верхняя горизонтальная шкала на рис. 6б показывает исправленные геомагнитные широты, а нижняя – радиальное расстояние, на которое эти широты проецируются. Стрелкой указано положение границы изотропизации. Рисунок показывает, что при средних спокойных условиях грани-

ца изотропизации в экваториальной плоскости располагается на расстоянии  $\sim 7.0$  Re. Положение ГИ соответствует положению экваториальной границы электронных высыпаний аврорального овала.

Положение приполюсной границы электронных высыпаний в экваториальной плоскости на рис. 6б можно определить двумя способами: (1) по уровню давления на этой границе – звездочка на  $13.3$  Re и (2) по средней широте границы – звездочка на  $14.8$  Re. Таким образом, приполюсная граница высыпаний аврорального овала в магнитоспокойные периоды при среднем уровне динами-



ческого давления солнечного ветра  $\sim 2.0$  нПа находится в экваториальной плоскости на расстояниях 13–15 Re.

Необходимо также отметить, что возникновение магнитосферных бурь и суббурь может привести к изменению зависимости давления на широтах аврорального овала от динамического давления солнечного ветра. Так, например, в работе [Рохас-Гамарра и др., 2020] по данным спутников серии DMSP было показано, что пропорциональность максимального давления плазмы в авроральном овале и динамического давления солнечного ветра нарушается с началом суббури.

В целом, полученные в работе результаты свидетельствуют о том, что динамическое давление солнечного ветра в магнитоспокойных условиях в значительной мере определяет давление плазмы внутри магнитосферы. Давление, определяемое по данным низколетящих спутников на широтах аврорального овала, может быть использовано при анализе распределения давления плазмы вблизи экваториальной плоскости.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные спутников серии DMSP использованы для исследования характеристик ионных и электронных высыпаний в ночном секторе авроральной зоны при значениях динамического давления солнечного ветра ( $P_{sw}$ ) в интервале от  $\sim 0.2$  до  $\sim 20$  нПа. Показано, что при экстремально высоких уровнях динамического давления солнечного ветра давление ионов на границе изотропизации увеличивается с ростом  $P_{sw}$  и может достигать уровня 4–6 нПа при  $P_{sw} = 20$ –22 нПа. Широтные профили ионного давления, полученные при различных уровнях динамического давления, указывают на то, что увеличение  $P_{sw}$  сопровождается расширением области ионных высыпаний и смещением ГИ в более низкие широты. Так при  $\langle P_{sw} \rangle = 0.5$  нПа широта ГИ составляет  $\sim 70.4^\circ$  CGL, а при  $\langle P_{sw} \rangle = 16.3$  нПа уже  $\sim 64.6^\circ$  CGL.

С уменьшением уровня динамического давления солнечного ветра значительно уменьшаются потоки энергии высыпавшихся электронов и, соответственно, уменьшается и интенсивность аврорального свечения. При  $P_{sw} < \sim 2.0$  нПа сияния в области аврорального овала можно отнести к типу субвизуальных. При экстремально низких значениях динамического давления,  $P_{sw} = \sim 0.2$  нПа, становится крайне проблематично отождествить зону электронных и ионных высыпаний и определить положение границы изотропизации.

Методом “морфологического проецирования” осуществлена проекция широтного профиля ионного давления на экваториальную плоскость магнитосферы при  $\langle P_{sw} \rangle = 2.1$  нПа. Показано, что

граница изотропизации и экваториальная граница электронных высыпаний аврорального овала располагаются в экваториальной плоскости на расстоянии  $\sim 7.0$  Re, в то время как приполюсная граница находится на расстояниях 13–15 Re от Земли.

Данные спутников DMSP взяты на страницах (<http://sd-www.jhuapl.edu>), параметры ММП, плазмы солнечного ветра и индексы магнитной активности взяты на страницах (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/> и <http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/>).

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования, выполненные ВВГ, поддержаны Российским научным фондом РНФ, проект № 22-12-20017.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонова Е.Е., Воробьев В.Г., Кирпичев И.П., Ягодкина О.И. Сравнение распределения давления плазмы в экваториальной плоскости и на малых высотах в магнитоспокойных условиях // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 54. № 3. С. 300–303. 2014. <https://doi.org/10.7868/S001679401403002X>
- Воробьев В.Г., Ягодкина О.И., Антонова Е.Е. Ионное давление на границах авроральных высыпаний и его связь с динамическим давлением солнечного ветра // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 59. № 5. С. 582–593. 2019. <https://doi.org/10.1134/S0016794019050146>
- Воробьев В.Г., Кириллов А.С., Катькалов Ю.В., Ягодкина О.И. Планетарное распределение интенсивности аврорального свечения, полученное с использованием модели авроральных высыпаний // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 53. № 6. С. 757–761. 2013. <https://doi.org/10.7868/S0016794013060163>
- Кирпичев И.П., Антонова Е.Е. Распределение давления плазмы в экваториальной плоскости магнитосферы Земли на геоцентрических расстояниях от 6 до 10 Re по данным международного проекта THEMSS // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 4. С. 45–61. 2011. <https://doi.org/10.7868/S0016794016040064>
- Кирпичев И.П., Ягодкина О.И., Воробьев В.Г., Антонова Е.Е. Положение проекций экваториальной и полярной кромок ночного аврорального овала в экваториальной плоскости магнитосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 56. № 4. С. 437–444. 2016. <https://doi.org/10.7868/S0016794016040064>
- Рохас-Гамарра М., Гонзалес Х., Степанова М.В., Антонова Е.Е. Вариации давления плазмы на широтах аврорального овала до, во время и после изолированной геомагнитной суббури 22 декабря 2008 г. // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 60. № 4. С. 469–477. 2020. <https://doi.org/10.31857/S0016794020040148>
- Старков Г.В., Воробьев В.Г., Фельдштейн Я.И. Взаимное положение областей авроральных вторжений и дискретных форм полярных сияний // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 45. № 2. С. 182–192. 2005.

- Antonova E.E., Kirpichev I.P., Stepanova M.V. Plasma pressure distribution in the surrounding the Earth plasma ring and its role in the magnetospheric dynamics // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 115. P. 32–40. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.12.005>
- Antonova E.E., Stepanova M., Kirpichev I.P. et al., Structure of magnetospheric current systems and mapping of high latitude magnetospheric regions to the ionosphere // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 177. P. 103–114. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.10.013>
- Baker K.B., Wing S. A new magnetic coordinate system for conjugate studies at high latitudes // *J. Geophys. Res.* V. 94. № A7. P. 9139–9144. 1989. <https://doi.org/10.1029/JA094iA07p09139>
- Kirpichev I.P., Antonova E.E., Stepanova M., Eyselade A.V., Espinoza C.M., Ovchinnikov I.L., Vorobjev V.G., Yagodkina O.I. Ion kappa distribution parameters in the magnetosphere of the Earth at geocentric distances smaller than 20  $R_E$  during quiet geomagnetic conditions // *J. Geophys. Res. Space Physics.* V. 126. e2021JA029409. 2021. <https://doi.org/10.1029/2021JA029409>
- Newell P.T., Feldstein Ya.I., Galperin Y.I., Meng S.-I. The morphology of nightside precipitation // *J. Geophys. Res.* V. 101. № A5. P. 10737–10748. 1996. <https://doi.org/10.1029/95JA03516>
- Newell P.T., Sergeev V.A., Bikkuzina G.R., Wing S. Characterizing the state of the magnetosphere: testing the ion precipitation maxima latitude (b2i) and the ion isotropy boundary // *J. Geophys. Res.* V. 103. № A3. P. 4739–4745. 1998. <https://doi.org/10.1029/97JA03622>
- Paschmann G., Haaland S., Treumann R. Auroral plasma physics // *Space Sci. Rev.* V. 103. P. 1–485. 2002. <https://doi.org/10.1023/A:1023030716698>
- Roach F.E., Jamnick P.M. The sky and eye // *Sky and Telescope.* V. 17. P. 164–168. 1958.
- Sergeev V.A., Malkov M., Mursula K. Testing the isotropic boundary algorithm method to evaluate the magnetic field configuration in the tail // *J. Geophys. Res.* V. 98. No. A5. P. 7609–7620. 1993. <https://doi.org/10.1029/92JA02587>
- Stepanova M., Antonova E.E., Bosqued J.-M. Study of plasma pressure distribution in the inner magnetosphere using low-altitude satellites and its importance for the large-scale magnetospheric dynamics // *Adv. Space Res.* V. 38. № 8. P. 1631–1636. 2006. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2006.05.013>
- Tsyganenko N.A., Mukai T. Tail plasma sheet models derived from Geotail particle data // *J. Geophys. Res.* V. 108. № A3. 1136. 2003. <https://doi.org/10.1029/2002JA009707>
- Wing S., Newell P.T. Center plasma sheet ion properties as inferred from ionospheric observations // *J. Geophys. Res.* V. 103. № A4. P. 6785–6800. 1998. <https://doi.org/10.1029/97JA02994>
- Yahnin A.G., Sergeev V.A., Gvozdevsky B.B., Vennerstrom S. Magnetospheric source region of discrete auroras inferred from their relationship with isotropy boundaries of energetic particles // *Ann. Geophys.* V. 15. P. 943–958. 1997. <https://doi.org/10.1007/s00585-997-0943-z>