

УДК 550.338.1

ИОННОЕ ДАВЛЕНИЕ НА ГРАНИЦАХ АВРОРАЛЬНЫХ ВЫСЫПАНИЙ И ЕГО СВЯЗЬ С ДИНАМИЧЕСКИМ ДАВЛЕНИЕМ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

© 2019 г. В. Г. Воробьев^{1, *}, О. И. Ягодкина¹, Е. Е. Антонова^{2, 3}

¹Полярный геофизический институт (ПГИ), г. Апатиты (Мурманская обл.), Россия

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

³Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва, Россия

*e-mail: vorobjev@pgia.ru

Поступила в редакцию 23.04.2019 г.

После доработки 08.05.2019 г.

Принята к публикации 23.05.2019 г.

Данные спутника DMSP F7 за 1986 г. использованы для изучения поведения ионного давления на границах авроральных высыпаний. Рассмотрено 7489 пролетов спутника в ночном секторе авроральной зоны, в том числе более 5000 пролетов в секторе 21:00–24:00 MLT. Величина ионного давления определялась как среднее значение, полученное за 5 с наблюдений, что соответствует расстоянию в ~40 км на участках траектории спутника, примыкающих к границам высыпаний. Показано, что при всех уровнях магнитной активности давление плазмы на границах авроральных высыпаний почти линейно возрастает с ростом динамического давления солнечного ветра (P_{sw}). Распределение давления в зависимости от MLT указывает на то, что даже при низком уровне геомагнитной активности границы высыпаний, в том числе и граница изотропизации, не являются изобарами. Давление плазмы максимально в секторе 22–24 MLT и уменьшается как в утреннюю, так и в вечернюю стороны. Получено широтное положение границ высыпаний и давления плазмы на границах в периоды всех фаз среднестатистической суббури интенсивностью в максимуме $AL = -410$ нТл. Построен широтный профиль ионного давления относительно границы изотропизации (ГИ) в начале фазы развития суббури. Показано, что с увеличением динамического давления наблюдается не только значительный рост давления плазмы на границах авроральных высыпаний, но и изменение широтного положения самих границ. С ростом P_{sw} широта приполюсной границы овала увеличивается, в то время как широта экваториальной границы уменьшается. Несмотря на значительное расширение области высыпаний, широтный градиент давления между границами овала даже в спокойные периоды (средние $AL = -18$ нТл, ММП $B_z = +1.4$ нТл) при отсутствии каких-либо возмущений в авроральной зоне увеличивается примерно в два раза от 0.06 до 0.12 нПа/град.

DOI: 10.1134/S0016794019050146

1. ВВЕДЕНИЕ

Давление, плотность и температура плазмы в плазменном слое в значительной степени определяют как состояние магнитосферы Земли, так и динамические процессы, протекающие в системе магнитосфера–ионосфера. С помощью спутниковых наблюдений *in situ* свойства плазмы плазменного слоя исследовались в многочисленных работах [Baumjohann et al., 1989; Angelopoulos et al., 1993; Tsyganenko and Mukai, 2003; Кирпичев и Антонова, 2011 и других]. Наблюдения каждого космического аппарата покрывают только незначительную часть магнитосферы, поэтому, как правило, спутниковые данные усредняются по большим пространственным областям с поперечными размерами, сравнимыми с земным радиусом.

Альтернативным методом определения основных характеристик магнитосферной плазмы может быть использование данных низковысотных спутников, главным образом, спутников серии DMSP, которые с высоким пространственно-временным разрешением покрывают фактически всю высокоширотную ионосферу. Проведение таких исследований основывается на том, что в области изотропной плазмы ее давление, температура и плотность остаются постоянными вдоль силовой линии геомагнитного поля [Goertz and Baumjohann, 1991]. Таким образом, характеристики магнитосферной плазмы можно получить, проектируя ионосферные данные в экваториальную плоскость магнитосферы с использованием какой-либо модели магнитного поля. В исследованиях такого рода важное значение имеет выбор модели геомагнитного поля, от которой в усло-

виях различной геомагнитной активности зависит точность получаемого пространственного распределения характеристик магнитосферной плазмы.

В работах [Антонова и др., 2014; Antonova et al., 2015] использован метод “морфологического проецирования” [Paschmann et al., 2002], исключая влияние модели магнитного поля на результаты исследования. При изотропии давления в условиях магнитостатического равновесия давление плазмы, постоянное вдоль силовых линий, можно использовать в качестве “маркера” при сравнении измерений на больших и малых высотах. Авроральные высыпания, регистрируемые спутниками DMSP между границами $b2i$ и $b5$ [Newell et al., 1996], характеризуются в работе [Wing and Newell, 1998] как изотропные. Эта область между границами $b2i$ и $b5$ фактически совпадает с ночной частью области АОР (высыпания аврорального овала) по терминологии, используемой в работе [Vorobjev et al., 2013].

В работе [Антонова и др., 2014] проведено сопоставление распределения давления плазмы на высотах ионосферы со среднестатистическим распределением давления плазмы в экваториальной плоскости магнитосферы, полученным прямыми измерениями на спутниках проекта THEMIS [Кирпичев и Антонова, 2011; Antonova et al., 2013, 2014]. Авторами [Антонова и др., 2014] было показано, что при низком уровне магнитной активности ($AL > -200$ нТл) источником ночной части высыпаний аврорального овала (АОР) является плазма, находящаяся на геоцентрических расстояниях от $\sim 6 R_e$ до $\sim 10-12 R_e$. В этой части ночной магнитосферы давление плазмы фактически изотропно [Antonova et al., 2013, 2014].

Величина ионного давления является одной из наиболее важных характеристик магнитосферной плазмы. В условиях, близких к магнитостатическому равновесию, давление плазмы тесно связано с конфигурацией геомагнитного поля. Пространственный градиент давления является важным фактором, определяющим величину и полярность продольных токов, посредством которых осуществляется взаимосвязь между магнитосферой и ионосферой. Можно полагать [Tsyganenko and Mukai, 2003; Stepanova et al., 2019], что давление магнитосферной плазмы в значительной степени определяется динамическим давлением солнечного ветра.

В работе [Кирпичев и др. 2016] использована модель ионных высыпаний [Воробьев и др., 2015], позволяющая с точностью до 20% рассчитывать давление ионов на высотах E -слоя ионосферы во всех секторах MLT. В работе удалось уточнить положение проекции границ аврорального овала на экваториальную плоскость магнитосферы в спокойных геомагнитных условиях и

получить усредненное распределение давления на этих границах. Однако до настоящего времени не удавалось проследить вариации давления на границах высыпаний в периоды магнитосферных суббурь. Данная проблема представляет особый интерес, так как во время суббури происходит формирование авроральной выпуклости, связанное с быстрым распространением к полюсу полярных сияний в ночном секторе.

Целью настоящей работы является изучение поведения ионного давления на границах аврорального овала в периоды геомагнитных возмущений и определение взаимосвязи между величиной ионного давления и динамическим давлением солнечного ветра. Результаты исследования могут быть использованы как для “морфологического проецирования” границ авроральных высыпаний на экваториальную плоскость магнитосферы, так и для анализа влияния плазмы солнечного ветра на структуру магнитосферы и характеристики магнитосферно-ионосферного взаимодействия.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использована база данных спутников DMSP за 1986 г., созданная нами ранее для исследования глобального распределения характеристик электронных и ионных высыпаний [Vorobjev et al., 2013; Воробьев и др., 2015]. Кроме характеристик высыпающихся частиц, база данных для каждого пролета спутника через зону авроральных высыпаний содержит необходимые для целей настоящего исследования средние 5 мин значения AL -индекса магнитной активности и среднечасовые значения параметров солнечного ветра.

Температура ионов в плазменном слое магнитосферы в несколько раз превышает температуру электронов, поэтому давление плазмы на высотах ионосферы определяется, главным образом, потоками ионных высыпаний в областях, где продольное падение потенциала много меньше температуры ионов. В настоящем исследовании основное внимание уделено ночной части зоны авроральных высыпаний, поэтому использованы данные спутника DMSP F7, траектория которого центрирована на меридиан $09-21$ MLT. Всего рассмотрено 7489 пролетов спутника, в том числе более 5000 пролетов в секторе $21:00-24:00$ MLT. Спутник F7 каждую секунду регистрировал спектр высыпающихся ионов в диапазоне энергий от 30 эВ до 30 кэВ. Методика определения ионного давления по измерениям спутников серии DMSP была изложена в статье Wing and Newell [1998]. В настоящей работе для вычисления давления использовался модифицированный вариант такой методики, предложенный в работах [Stepanova et al., 2002, 2006].

Для определения положения границ авроральных высыпаний и времени их регистрации использовались данные автоматизированной системы обработки [Newell et al., 1991], которые представлены на страницах (<http://civspace.jhuapl.edu>). В работах [Антонова и др., 2014; Кирпичев и др., 2016] давление плазмы на высотах ионосферы рассчитывалось усреднением наблюдений вдоль значительных участков траектории спутников (1.0° – 1.5° широты в проекции на высоту 110 км), примыкающих к приполюсному и экваториальному краю высыпаний АОР. В настоящем исследовании давление определялось в непосредственной близости от границ высыпаний. Величина ионного давления рассчитывалась как среднее значение, полученное за 5 с наблюдений с внутренней по отношению к зоне высыпаний стороны границы. Полетное время 5 с соответствует расстоянию длиной ~ 40 км на участках траектории спутника, примыкающих к границам высыпаний.

3. ВЫБОР ГРАНИЦ ВЫСЫПАНИЙ И ОСОБЕННОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В работе [Старков и др., 2003] показано, что овал полярных сияний статистически совпадает с областью структурированных высыпаний АОР (auroral oval precipitation). Область АОР впервые была введена в рассмотрение в работе [Старков и др., 2002] как область высыпаний, регистрируемых в ночном секторе между границами $b2e$ и $b5e$ по терминологии Newell et al. [1996].

Овал полярных сияний формируется ускорением электронов продольными электрическими полями в областях, вытекающих из ионосферы продольных токов. Продольные токи в условиях магнитостатического равновесия формируются азимутальными градиентами давления плазмы (см. обсуждение в работе [Antonova et al., 2018]). Поэтому нас будут интересовать не только границы овала сияний, но и характеристики ионных высыпаний на данных границах, позволяющие получить как величину давления вблизи границ, так и их проекции на экваториальную плоскость. Ниже, наряду с электронными границами, мы рассмотрим соответствующие границы $b2i$ и $b5i$ для высыпаний ионов. Символы “ e ” и “ i ”, следующие за нумерацией границ, относятся к электронным и ионным высыпаниям, соответственно.

На рисунке 1а показано широтное положение вышеупомянутых границ в секторе 21:00–24:00 MLT в зависимости от уровня магнитной активности в авроральной зоне, выраженной величиной AL -индекса. Отрезки вертикальных линий, отложенные в ту или иную сторону, показывают величину стандартного среднеквадратичного откло-

нения. Положение границы $b5$ определяется широтой, на которой величина потока энергии высыпавшихся частиц резко уменьшится в 4 раза [Newell et al., 1996]. Границы $b5$ определяются раздельно для электронов и ионов, но их широтное положение с учетом ошибок при усреднении фактически совпадает, что хорошо иллюстрирует рис. 1а. Это дает основание рассматривать границу $b5i$ в качестве приполюсной границы овала, которая в дальнейшем будет обозначаться как B_{pol} .

Граница $b2i$ соответствует в работе [Newell et al., 1996] положению максимума потоков высыпавшихся ионов. Эта граница определена также и как граница изотропизации (ГИ) [Sergeev et al., 1983]. В работе [Newell et al. 1998] было показано, что положение границы $b2i$, полученное по данным спутников DMSP, хорошо совпадает с ГИ, определенной по наблюдениям энергичных (>30 кэВ) захваченных и высыпавшихся частиц на спутниках серии NOAA. В работе [Yahnin et al., 1997] проведено сопоставление наземных наблюдений дискретных форм полярных сияний с данными спутников NOAA, пролетавших над областью регистрации сияний. Этими авторами было показано, что дуги полярных сияний всегда наблюдаются полнее ГИ энергичных (>30 кэВ) электронов и протонов. В работе [Старков и др., 2005] исследовано взаимное расположение дискретных форм полярных сияний и границ авроральных высыпаний, полученных по данным спутников DMSP, траектории которых проходили в поле зрения наземных камер всего неба. Результаты исследования показали, что в ночные часы наиболее экваториальные дуги сияний располагаются вблизи границы $b2i$, но всегда полнее нее. Обозначим ниже эту границу как B_{eq} .

Граница $b2e$ определена в работе [Newell et al., 1996] как приполюсный край области, где изменение средней энергии электронов с увеличением широты $dE_e/d\Phi > 0$. По мнению Newell et al. [1996], эта точка определяет начало главного или центрального плазменного слоя в хвосте магнитосферы. Давление ионов на этой границе, которую обозначим как B_{ps} , будет также определяться в настоящем исследовании наряду с давлением на границах B_{pol} и B_{eq} .

На рисунке 1б показана средняя величина ионного давления в секторе 21:00–24:00 MLT на границах B_{pol} , B_{eq} и B_{ps} в зависимости от величины AL -индекса магнитной активности. При $AL > -800$ нТл давление усреднялось в каждом интервале AL по 100 нТл, а при $AL < -800$ нТл – в интервалах по 200 нТл. Сплошные линии на рисунке соответствуют уравнениям линейной регрессии. Отрезками вертикальных линий указана величина стандартного среднеквадратичного отклонения. Рисунок 1б показывает значительный рост ионного давления с увеличением $|AL|$ на экваториаль-

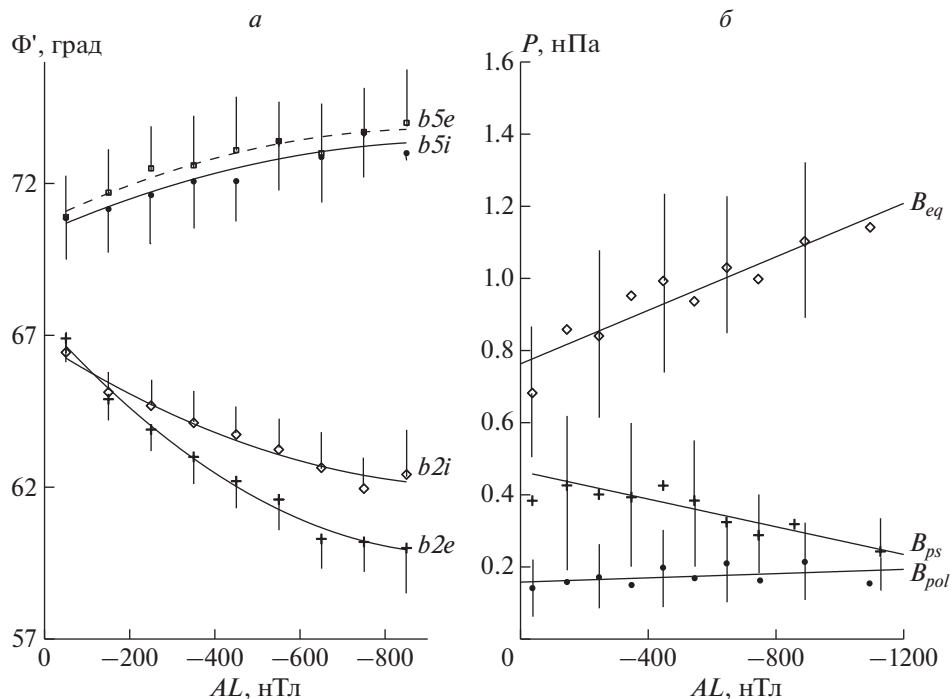


Рис. 1. Широтное положение границ авроральных высыпаний (*a*) и величина ионного давления на границах (*б*) в секторе 21:00–24:00 MLT в зависимости от *AL*-индекса магнитной активности.

ной границе овала, примерно постоянное давление на приполюсной границе овала и уменьшение давления на границе B_{ps} . Уменьшение ионного давления на границе B_{ps} , по всей вероятности, связано с тем, что при всех уровнях магнитной активности, исключая очень спокойный интервал от 0 до -100 нТл, эта граница располагается экваториальнее границы изотропизации (ГИ) и их расхождение по широте увеличивается с ростом геомагнитной активности (рис. 1*a*). Экваториальнее ГИ потоки захваченных ионов преобладают над потоками высыпавшихся частиц, которые уменьшаются с увеличением расстояния к экватору от ГИ.

Среднеквадратичные отклонения на рис. 1*б* имеют значительную величину, поэтому данные по ионному давлению были проанализированы более детально. Пример такого анализа представлен на рис. 2. На рисунке 2*a* точками и сплошной линией показано распределение плотности вероятности регистраций ионного давления на границе B_{eq} при низком уровне магнитной активности $AL > -200$ нТл. По горизонтальной оси на рисунке показана величина ионного давления (P), а по вертикальной оси — число регистраций (N) в каждом интервале по 0.1 нПа. Распределение нормировано на максимум, общее количество измерений составляет 3832. Из рисунка видно, что распределение несимметрично и относится к типу

скошенных распределений с вытянутым правым краем.

На рисунке 2*б* представлено распределение плотности вероятности натурального логарифма от величины давления, $\ln(P)$. Здесь по вертикальной оси отложено абсолютное число измерений в каждом интервале по $0.1 \ln(P)$. Рисунок 2*б* показывает, что распределение логарифма случайной величины достаточно симметрично и близко к нормальному распределению. Такое распределение случайной величины P относится к типу логнормальных распределений. Функция плотности логнормального распределения показана на рис. 2*a* штриховой линией. Для логнормального распределения характерны большие значения стандартного среднеквадратичного отклонения. Это связано с тем, что стандартное среднее значение отличается, как от медианного, так и от максимальной моды. Средние (P_{cp}), медианные (P_{med}) и максимальные (P_{max}) значения на рис. 1*a* указаны вертикальными штриховыми линиями и составляют 0.55 , 0.63 и 0.72 нПа, соответственно. При анализе скошенных распределений обычно используют медианные значения исследуемого параметра, которые будут использоваться и в настоящей работе, тем более, что разница между P_{cp} и P_{med} , составляющая ~ 0.1 нПа, меньше стандартного среднеквадратичного отклонения.

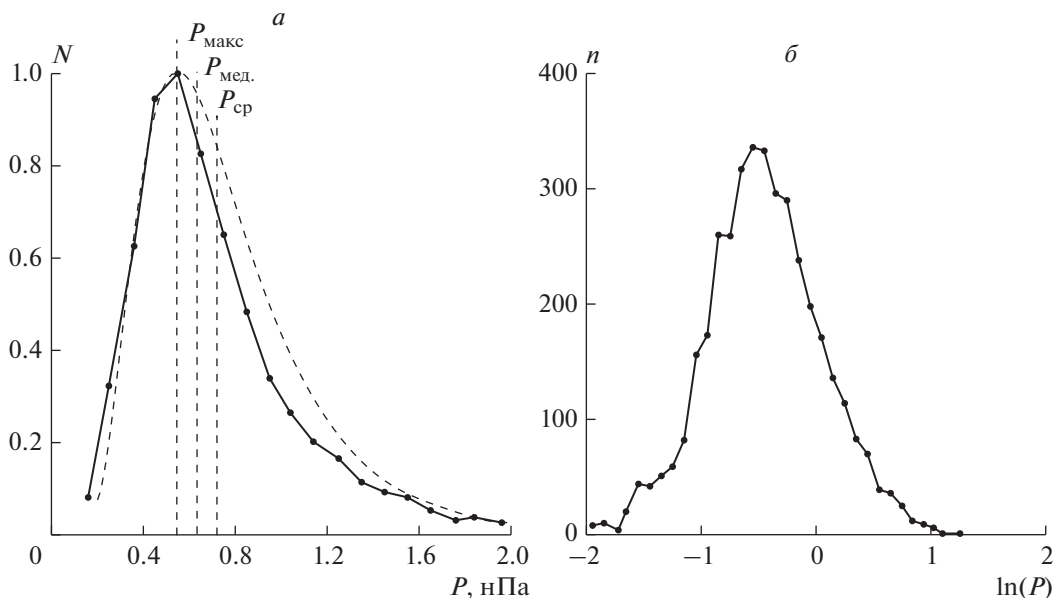


Рис. 2. Распределение плотности вероятности регистраций ионного давления (а) и величины логарифма ионного давления (б) на границе B_{eq} при низком уровне магнитной активности $AL > -200$ нТл.

4. ДАВЛЕНИЕ НА ГРАНИЦАХ АВРОРАЛЬНЫХ ВЫСЫПАНИЙ И ДИНАМИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

Давление плазмы (P) на границах авроральных высыпаний B_{pol} , B_{eq} и B_{ps} в зависимости от динамического давления солнечного ветра (P_{sw}) в предполуночном (21:00–24:00 MLT) секторе показано на рис. 3. Для построения графиков, показанных на рис. 3а, использованы все имеющиеся в нашем распоряжении измерения ионного давления независимо от уровня магнитной активности. Влияние уровня магнитной активности в каждом измеренном значении P было компенсировано использованием уравнений регрессии согласно рис. 1б. Медианные значения ионного давления определялись в каждом интервале P_{sw} величиной 1 нПа. Сплошные линии на рисунке соответствуют уравнениям линейной регрессии. Рисунок 3а показывает значительный рост давления плазмы на всех границах высыпаний с увеличением динамического давления солнечного ветра. Так, на экваториальной границе B_{eq} давление меняется от 0.4 нПа при $P_{sw} = 1.0$ нПа, до $P = 1.8$ нПа при $P_{sw} = 8.0$ нПа. В том же интервале изменений P_{sw} давление на полюсной границе B_{pol} увеличивается примерно от 0.1 до 0.3 нПа со средним медианным значением 0.2 нПа. Давление плазмы увеличивается и на границе B_{ps} . Это означает, что с ростом динамического давления солнечного ветра давление плазмы вдоль магнитной силовой линии ($P_{\parallel}$) увеличивается и в области магнитосферы

на расстояниях от Земли ближе, чем положение ГИ, в области, где $P_{\perp} > P_{\parallel}$.

На рисунке 3б показаны аналогичные зависимости $P = P(P_{sw})$ при низком уровне магнитной активности $|AL| < 200$ нТл. Очевидно, что и в этих условиях рост P_{sw} приводит к увеличению давления плазмы на границах высыпаний. При изменении P_{sw} от 1.0 до 7.0 нПа ионное давление на

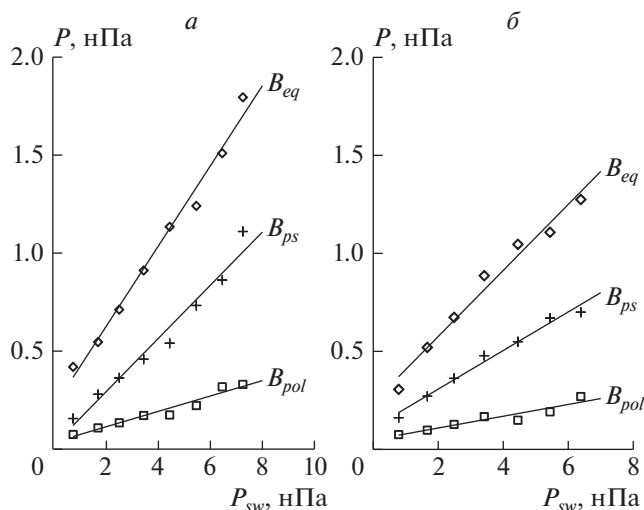


Рис. 3. Давление плазмы (P) на границах авроральных высыпаний в зависимости от динамического давления солнечного ветра (P_{sw}) в секторе 21:00–24:00 MLT: (а) — все данные независимо от уровня магнитной активности; (б) — при низком уровне магнитной активности $|AL| < 200$ нТл.

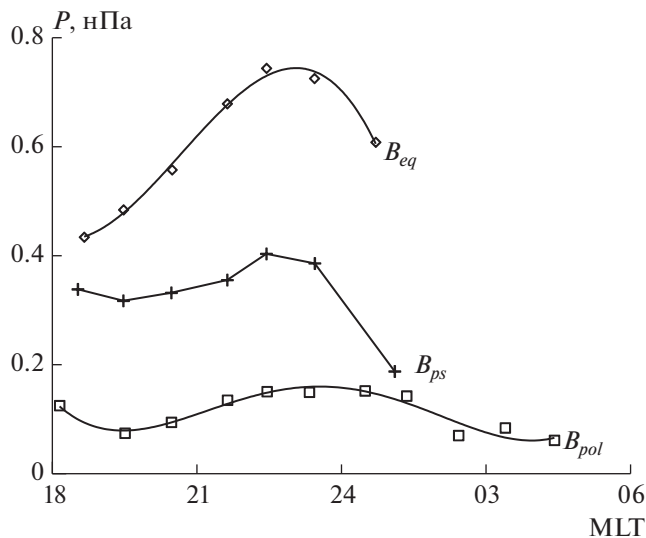


Рис. 4. Средние значения ионного давления на границах высыпаний в различные часы MLT при низком уровне магнитной активности $|AL| < 200$ нТл.

границах B_{eq} и B_{pol} изменяется примерно от 0.3–1.3 нПа и от 0.1–0.3 нПа, соответственно.

Рисунок 4 показывает поведение давления на границах высыпаний в зависимости от местного геомагнитного времени (MLT) при низком уровне магнитной активности $|AL| < 200$ нТл. Рассчитывалось среднее значение давления в каждом часовом интервале MLT, где проводились спутниковые наблюдения. К сожалению, данные по границам B_{eq} и B_{ps} в утреннем секторе сильно ограничены из-за особенностей траектории спутников DMSP. Рисунок 4 показывает, что ни одна из границ высыпаний, в том числе и граница изотропизации (B_{eq}), не являются изобарами. Давление плазмы максимально в секторе 22–24 MLT и уменьшается как в утреннюю, так и в вечернюю стороны.

5. ВАРИАЦИИ ИОННОГО ДАВЛЕНИЯ В ПЕРИОДЫ СУББУРЬ

Период обращения спутников серии DMSP вокруг Земли примерно 100 мин. Длительность типичной изолированной суббури, включая фазу зарождения, составляет 2–3 ч. За это время спутник только 2–3 раза пересекает зону авроральных высыпаний, да и то в периоды различных фаз суббури. Чтобы более детально исследовать характеристики высыпаний в периоды суббурь, для каждого пролета спутника была определена фаза магнитосферной суббури, в период которой космический аппарат регистрировал зону высыпаний. Методика определения фаз суббури изложена в работе [Vorobjev et al., 2003]. Было выделено четыре стадии магнитного возмущения: спокой-

ный период и фазы зарождения, развития и восстановления суббури. Фазы суббури дополнительно разбиты на три равные по времени интервала, соответствующие начальной, средней и заключительной стадиям каждой фазы. Обработывая данные в каждой из полученных подфаз, можно легко получить средние характеристики высыпаний и их вариации в периоды суббури. Так как суммируются данные, относящиеся к разным возмущениям, полученное распределение, содержащее девять экспериментальных точек, будем называть синтетической суббурей.

В нижней части рис. 5 показано магнитное возмущение, соответствующее синтетической изолированной суббуре. По горизонтальной оси отложены фазы возмущения: 0 – спокойный период, 1 – фаза зарождения, 2 – фаза развития и 3 – фаза восстановления. Спокойному периоду соответствует уровень магнитной активности $AL = -18$ нТл. В период фазы зарождения уровень AL постепенно уменьшается и достигает примерно -85 нТл перед началом фазы развития суббури. Величина среднего возмущения в максимуме составляет -410 нТл. В период фазы восстановления магнитная активность возвращается к своему спокойному уровню.

На верхней панели рис. 5а (адаптированный и дополненный рис. 2 из работы [Vorobjev et al., 2003]) показано широтное положение границ высыпаний в спокойный период и в периоды всех фаз суббури. В период фазы зарождения наблюдается отчетливо выраженное смещение всех границ высыпаний в более низкие широты. В период фазы развития суббури экваториальные границы высыпаний (B_{eq} и B_{ps}) продолжают смещаться к экватору, в то время как широта граница B_{pol} увеличивается в течение всей фазы развития и начальной стадии фазы восстановления суббури. Движение границы B_{pol} к полюсу соответствует расширению “выпуклости” в полярных сияниях и смещению ее приполюсной кромки в высокие широты. В целом, смещение границ авроральных высыпаний соответствует изменению положения границ полярных сияний в период развития авроральной суббури [Старков и Фельдштейн, 1971].

В нижней части рис. 5б показаны вариации магнитной активности, повторяющие нижнюю панель рис. 5а. Верхняя панель рис. 5б показывает вариации ионного давления на границах высыпаний. В спокойный период при северной ориентации ММП (среднее $B_z = +1.4$ нТл) давление на границах B_{pol} и B_{eq} в среднем составляет ~ 0.15 и ~ 0.55 нПа, соответственно. Значительное увеличение давления на границах высыпаний наблюдается уже в период фазы зарождения суббури. Динамическое давление плазмы солнечного ветра на временных масштабах суббури изменяется незначительно. В этой связи увеличение ионного

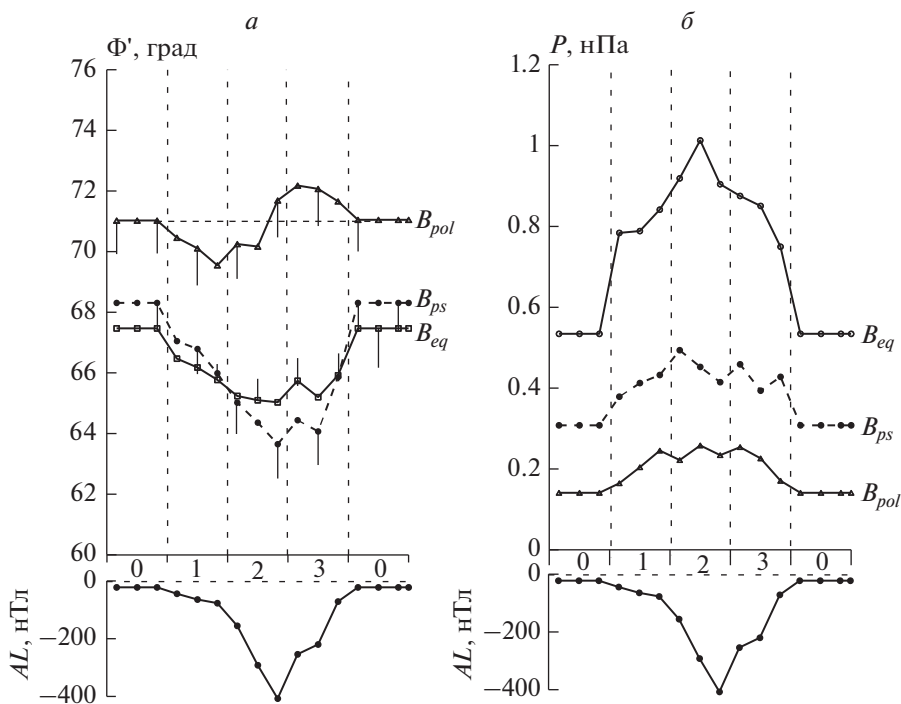


Рис. 5. Верхняя панель, рис. *a* (адаптированный и дополненный рис. 2 из работы [Vorobjev et al., 2003]) — широтное положение границ высыпаний в периоды всех фаз суббури. Верхняя панель, рис. *б* — вариации ионного давления на границах высыпаний. В нижней части рис. *a*, *б* показано магнитное возмущение, соответствующее синтетической изолированной суббуре.

давления в период фазы зарождения, по всей вероятности, связан с появлением отрицательных значений B_z -компоненты ММП, усилением продольных токов системы 1 и увеличением магнитного потока в долях хвоста магнитосферы. Высокий уровень давления плазмы (0.9–1.0 нПа) на границе B_{eq} в период фазы развития и восстановления суббури, по-видимому, связан с формированием продольных токов системы 2.

Как видно на рис. 5*a*, граница B_{ps} располагается полюснее границы B_{eq} в спокойный период и в период фазы зарождения, но экваториальнее этой границы в период фазы развития и восстановления суббури. Из рис. 5*a* следует, что в небольшом временном интервале в окрестности момента T_0 (начало фазы развития) границы B_{eq} и B_{ps} располагаются на одной и той же исправленной геомагнитной широте. Такое же совпадение границ наблюдается и в заключительную стадию фазы восстановления. При равной широте границ должна совпадать и величина ионного давления на границах, однако этого не наблюдается на рис. 5*б*. Такую нестыковку данных можно объяснить тем, что величины давления получены усреднением измерений во всем интервале длительности соответствующей подфазы. Вероятнее всего, значительная часть измерений проводилась в моменты времени, отличающиеся от мо-

мента T_0 , когда граница B_{ps} располагалась либо полюснее, либо экваториальнее ГИ.

Проверить данные можно исследуя разность давлений на границах в зависимости от широтного расстояния между ними. На верхней панели рис. 6 по горизонтальной оси отложена разность давлений на границах B_{eq} и B_{ps} $\Delta P = P_{eq} - P_{ps}$, а по горизонтальной оси разность по широте $\Delta\Phi' = \Phi'_{ps} - \Phi'_{eq}$. Значения широты округлялись до 0.1° CGL. Положительные значения $\Delta\Phi'$ означают, что граница B_{ps} располагается полюснее B_{eq} , а отрицательные — граница B_{ps} располагается экваториальнее B_{eq} , $\Delta\Phi' = 0$ соответствует положению ГИ (B_{eq}). Точки на графике соответствуют измерениям ионного давления в период заключительной стадии фазы зарождения и начальной стадии фазы развития суббури. Сплошная линия соединяет средние значения ΔP . Из рисунка видно, что при $\Delta\Phi' = 0$ давление на границах B_{eq} и B_{ps} , измеряемые отдельно, примерно совпадают с точностью до погрешности измерений, которая, по-видимому, может составлять несколько сотых нПа. При расхождении границ в ту или иную сторону ΔP увеличивается.

В целом, рис. 6 показывает изменение давления, когда положение границы B_{ps} , как бы “сканирует” относительно границы B_{eq} . В результате

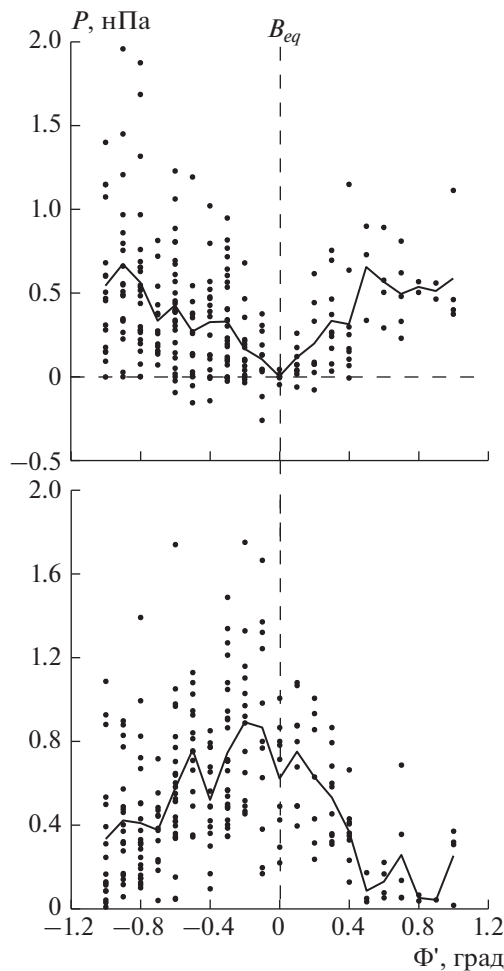


Рис. 6. Верхняя панель — разность давлений на границах B_{eq} и B_{ps} в зависимости от широтного расстояния между ними. Нижняя панель — средний профиль давления в интервале $\pm 1^\circ$ CGL относительно границы B_{eq} .

такого “сканирования” изменение величины давления на B_{ps} будет показывать широтный профиль ионного давления в интервале времени очень близком к моменту начала фазы развития суббури. Средний профиль давления в интервале $\pm 1^\circ$ CGL относительно границы B_{eq} показан сплошной линией в нижней части рис. 6. Средняя широта границы изотропизации $\Delta\Phi' = 65.2^\circ \pm \pm 0.6^\circ$ CGL. Максимум давления величиной $0.9 \pm \pm 0.2$ нПа располагается на $0.2^\circ - 0.3^\circ$ CGL к полюсу от границы изотропизации (B_{eq}), положение которой обозначено на рис. 6 вертикальной штриховой линией. Такое расхождение могло бы быть следствием неточностей в определении широты границы высыпаний. Однако, верхняя панель рис. 6 показывает, что $\Delta P = 0$ при $\Delta\Phi' = 0$. Давление плазмы определяется потоком энергии высыпаящихся частиц и их средней энергией. Поток энергии по определению максимален на границе B_{eq} , тогда широтный профиль давления, по-види-

мому, указывает на то, что средняя энергия высыпаящихся ионов максимальна полюснее ГИ.

Верхняя панель рис. 7 показывает давление плазмы на границах высыпаний при разных значениях динамического давления солнечного ветра в период фазы “0”. Фаза “0” указывает на то, что измерения проводились при крайне низком уровне магнитной активности ($AL = -18$ нТл) и при отсутствии каких-либо возмущений AL -индекса в интервале не менее ± 2 ч относительно времени пролета спутника. Вертикальная компонента ММП в такие периоды, как правило, положительная, среднее $B_z = +1.4$ нТл. Отличие этого рисунка, от рис. 3б, выполненного для условий низкой магнитной активности ($AL > -200$ нТл), состоит в том, что рис. 3б включает в себя данные, которые могут относиться к различным фазам суббури, в том числе полностью включает в себя фазу зарождения, протекающую при южной ориентации ММП.

Рисунок 7 (верхняя панель) показывает, что в спокойные периоды, при полном отсутствии каких либо геомагнитных возмущений давление плазмы на границах B_{eq} и B_{ps} значительно увеличивается с ростом P_{sw} . Так, при изменении P_{sw} от 1 нПа до 6 нПа давление на границе B_{eq} увеличивается от 0.3 до 1.0 нПа, а на границе B_{ps} — от 0.15 до 0.65 нПа. В спокойных условиях граница B_{ps} находится на $\sim 1^\circ$ CGL полюснее границы B_{eq} , т.е. в области изотропной плазмы. Давление на приполюсной границе B_{pol} в среднем составляет 0.15 нПа и слабо меняется при изменении P_{sw} .

На нижней панели рис. 7 показано широтное положение границ в период фазы “0”. Наблюдается отчетливая тенденция к изменению положения границ в зависимости от P_{sw} . При изменении P_{sw} от 1 до 6 нПа широта границы B_{pol} увеличивается на $\sim 3^\circ$ CGL, в то время как широта границ B_{ps} и B_{eq} уменьшается на $\sim 2.5^\circ$ CGL. Таким образом, широтные размеры области авроральных высыпаний значительно увеличиваются с ростом P_{sw} , составляя соответственно $\sim 3^\circ$ и $\sim 7^\circ$ CGL. Несмотря на значительное расширение области высыпаний, широтный градиент давления между приполюсной и экваториальной границами овала увеличивается примерно в два раза от 0.06 до 0.12 нПа/град. В условиях магнитостатического равновесия это может указывать на пропорциональное увеличение магнитного поля в магнитосфере на силовых линиях, связанных с овалом.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные спутника DMSP F7 за 1986 г. использованы для изучения поведения ионного давления на границах авроральных высыпаний в спокойные периоды и в периоды геомагнитных воз-

мушений, а также для определения взаимосвязи между величиной ионного давления и динамическим давлением солнечного ветра. Исследовано давление ионов на приполюсной (B_{pol}) и экваториальной (B_{eq}) границах аврорального овала, а также на границе B_{ps} , которая в работе [Newell et al., 1996], определена как приполюсный край области, где изменение средней энергии электронов с увеличением широты $dE_e/d\Phi > 0$.

Основные результаты, полученные в рамках проведенных исследований, можно сформулировать следующим образом.

1. При всех уровнях магнитной активности давления плазмы на границах авроральных высыпаний почти линейно возрастает с ростом динамического давления солнечного ветра (P_{sw}).

2. При низком уровне магнитной активности $|AL| < 200$ нТл изменение P_{sw} от 1.0 до 7.0 нПа сопровождается увеличением давления на границах B_{eq} и B_{pol} примерно от 0.3 до 1.3 нПа и от 0.1 до 0.3 нПа, соответственно. Давление плазмы увеличивается и на границе B_{ps} соответственно от ~ 0.16 до ~ 0.70 нПа.

3. Поведение давления на границах высыпаний в зависимости от местного геомагнитного времени (MLT) показывает, что даже при низком уровне геомагнитной активности ни одна из рассмотренных границ высыпаний, в том числе и граница изотропизации (B_{eq}), не являются изобарами. Давление плазмы максимально в секторе 22–24 MLT и уменьшается как в утреннюю, так и в вечернюю стороны.

4. Получено широтное положение границ высыпаний и давление плазмы на границах в периоды всех фаз среднестатистической суббури интенсивностью в максимуме $AL = -410$ нТл. В целом, смещение границ авроральных высыпаний соответствует изменению положения границ полярных сияний в периоды авроральных суббурь [Старков и Фельдштейн, 1971].

5. Показано, что значительное увеличение давления на границах высыпаний наблюдается уже в период фазы зарождения суббури. На экваториальной границе высыпаний B_{eq} давление плазмы остается на высоком уровне в период всей фазы развития суббури и в начальный период фазы восстановления.

6. Получен средний широтный профиль давления в интервале $\pm 1^\circ$ CGL относительно границы изотропизации (ГИ) в интервале времени очень близком к моменту начала фазы развития суббури. Широта ГИ в этот период $\Phi' = 65.2^\circ \pm 0.6^\circ$ CGL. Максимум давления величиной 0.9 ± 0.2 нПа располагается на $0.2^\circ - 0.3^\circ$ CGL к полюсу от ГИ.

6. Исследовано давление плазмы и поведение границ высыпаний в спокойные периоды (средние $AL = -18$ нТл, ММП $B_z = +1.4$ нТл) при отсут-

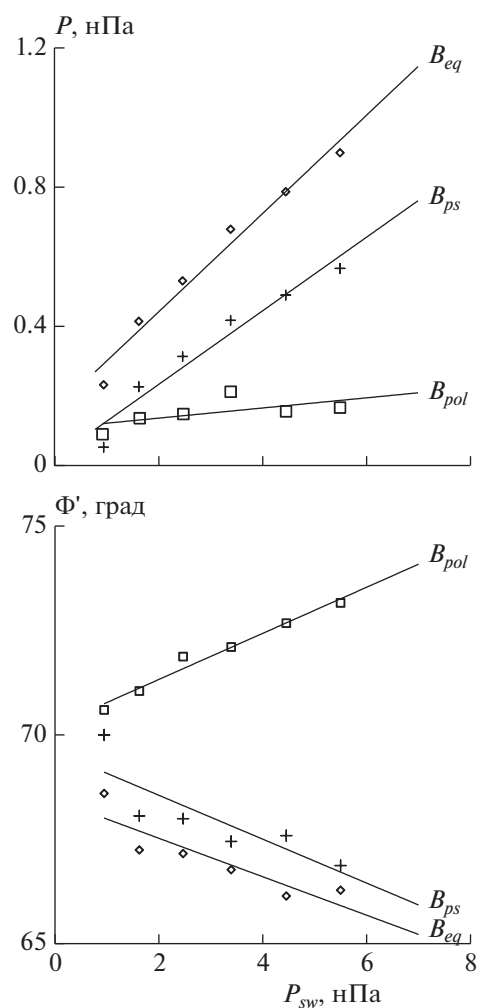


Рис. 7. Давление плазмы на границах высыпаний (верхняя панель) и широтное положение границ высыпаний (нижняя панель) при разных значениях P_{sw} в спокойные периоды ($AL = -18$ нТл) при полном отсутствии геомагнитных возмущений.

ствии каких-либо возмущений AL -индекса в интервале не менее ± 2 ч относительно времени пролета спутника. Показано, что с увеличением динамического давления наблюдается не только значительный рост давления плазмы на границах авроральных высыпаний, но и изменение широтного положения самих границ. С ростом P_{sw} широта границы B_{pol} увеличивается, в то время как широта границ B_{ps} и B_{eq} уменьшается. Несмотря на значительное расширение области высыпаний, широтный градиент давления между границами овала увеличивается примерно в два раза от 0.06 до 0.12 нПа/град.

Распределение давления является одной из ключевых характеристик любой плазменной системы, включая магнитосферу Земли. Изменение распределения давления при изменении внешних

граничных условий означает перестройку плазменной конфигурации. Такое изменение может происходить в результате сравнительно медленных движений при соблюдении условия магнито-статического равновесия или сопровождаться быстрыми движениями и быстрыми изменениями взрывного характера. В случае магнитосферы, первое имеет место в спокойные периоды и во время фазы зарождения суббури, второе — во время фазы развития и восстановления. Несмотря на длительный период исследований с использованием данных спутников DMSP, была получена ограниченная информация по изменению давления в магнитосфере. Анализ полученных картин по распределению давления был затруднен, так как, начиная с работы [Wing and Newell, 1998], приводились картины распределения давления в проекции на экваториальную плоскость, полученные с использованием избыточно вытянутых моделей магнитного поля [Antonova et al., 2018]. Усредненные картины давления во время суббури в работе [Wing et al., 2013] не были подробно проанализированы. Ранее не вычислялись значения давления на авроральных границах, выделенных в ночном секторе в работе [Newell et al., 1996]. Не рассматривался вопрос об изменениях давления на этих границах при изменениях динамического давления солнечного ветра. Таким образом, проведенные нами исследования позволяют существенно дополнить и расширить картину распределения давления в ночные часы, что имеет существенное значение как для выяснения морфологии и причин геомагнитной активности, так и для решения задач предсказания космической погоды.

Проведенный анализ позволил определить распределения ионного давления на границах B_{pol} , B_{eq} и B_{ps} в магнитоспокойные периоды и во время магнитосферных суббурь. Выявлены изменения давления на выделенных границах высыпаний в зависимости от динамического давления солнечного ветра и в течение магнитосферной суббури. Ранее было известно, что развитие суббури приводит к существенному повышению давления в экваториальной плоскости, но отсутствовала достаточно подробная статистическая информация. Полученные нами результаты, в целом, подтверждают результаты работы [Wing et al., 2013]. При этом нам удалось получить детальную информацию о вариациях давления на полярной и экваториальной границах овала и об изменениях давления на границе B_{ps} , располагающейся экваториальнее границы изотропизации в периоды возмущений.

В работе выявлена зависимость давления на границах высыпаний от динамического давления солнечного ветра. Существование такой зависимости четко показывает, что одно из основных

граничных условий для магнитосферы — динамическое давление солнечного ветра — контролирует распределение давления в авроральной области. Особый интерес представляет результат по изменениям давления на границах высыпаний при изменениях динамического давления в магнитоспокойных условиях, так как он позволяет прояснить роль динамического давления солнечного ветра в магнитосферной динамике. Повышение динамического давления солнечного ветра сжимает магнитосферу, повышает локальное давление и градиенты давления внутри магнитной ловушки. При этом, растут токи на магнитопаузе, приводящие к увеличению вертикальной B_z -компоненты магнитного поля. Особенно этот эффект замечен во время внезапных импульсов и начальной фазы магнитной бури. В результате, эффекты одновременного увеличения градиентов давления и B_z -компоненты магнитного поля могут быть скомпенсированы (напомним, что в условиях магнито-статического равновесия $[\mathbf{jB}] = \nabla p$) и не происходит заметного изменения магнитосферных токов и, соответственно, продольных и ионосферных токов. Полученный в нашей работе результат свидетельствует в пользу реализации такого сценария.

Большой интерес по-прежнему вызывает положение проекции B_{pol} на экваториальную плоскость, где давление плазмы много меньше, чем на экваториальной границе. В пределах статистических ошибок давление на этой границе сравнимо с давлением в хвосте. Поэтому остается нерешенным вопрос о проецировании приполюсной части овала на геомагнитный хвост, особенно во время геомагнитных возмущений. Решение данной проблемы потребует тщательного одновременного анализа данных DMSP и высокоапогейных спутников и выходит за рамки настоящей работы.

В целом, можно отметить, что полученная информация существенно проясняет и дополняет полученные ранее результаты. Удалось четко продемонстрировать рост давления плазмы внутри аврорального овала и на его границах при увеличении давления солнечного ветра. Интересно отметить, что обнаруженный высокий уровень корреляции давления плазмы с динамическим давлением солнечного ветра хорошо стыкуется с результатами, полученными во время магнитных бурь [Stepanova et al., 2019]. Полученные новые результаты позволяют прояснить роль изменений давления плазмы в физике авроральных процессов и подтверждают необходимость проведения тщательных исследований с использованием давления плазмы в качестве маркера магнитной силовой линии.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные спутника DMSP F7 за 1986 г. использованы для изучения поведения ионного давления на границах авроральных высыпаний. Всего рассмотрено 7489 пролетов спутника в ночном секторе авроральной зоны, в том числе более 5000 пролетов в секторе 21:00–24:00 MLT. Величина ионного давления рассчитывалась как среднее значение, полученное за 5 с наблюдений с внутренней по отношению к зоне высыпаний стороны границы. Полетное время 5 с соответствует расстоянию длиной ~40 км на участках траектории спутника, примыкающих к границам высыпаний.

Исследовано давление ионов на приполюсной (B_{pol}) и экваториальной (B_{eq}) границах аврорального овала, а также на границе B_{ps} , которая в работе [Newell et al., 1996] определена как приполюсный край области, где изменение средней энергии электронов с увеличением широты $dE_e/d\Phi > 0$. Показано, что при всех уровнях магнитной активности давления плазмы на границах авроральных высыпаний почти линейно возрастает с ростом динамического давления солнечного ветра (P_{sw}). Распределение давления в зависимости от MLT указывает на то, что даже при низком уровне геомагнитной активности ни одна из рассмотренных границ высыпаний, в том числе и граница изотропизации (B_{eq}), не являются изобарами. Давление плазмы максимально в секторе 22–24 MLT и уменьшается как в утреннюю, так и в вечернюю стороны.

Получено широтное положение границ высыпаний и давление плазмы на границах в периоды всех фаз среднестатистической суббури интенсивностью в максимуме $AL = -410$ нТл. Построен широтный профиль ионного давления относительно границы изотропизации (ГИ) в начале фазы развития суббури. Широта ГИ в этот период $\Phi' = 65.2^\circ \pm 0.6^\circ \text{CGL}$. Максимум давления величиной 0.9 ± 0.2 нПа располагается на $0.2^\circ - 0.3^\circ \text{CGL}$ к полюсу от ГИ. Показано, что с увеличением динамического давления наблюдается не только значительный рост давления плазмы на границах авроральных высыпаний, но и изменение широтного положения самих границ. С ростом P_{sw} широта границы B_{pol} увеличивается, в то время как широта границ B_{ps} и B_{eq} уменьшается. Несмотря на значительное расширение области высыпаний, широтный градиент давления между границами овала даже в спокойные периоды (средние $AL = -18$ нТл, ММП $B_z = +1.4$ нТл) при отсутствии каких-либо возмущений в авроральной зоне увеличивается примерно в два раза от 0.06 до 0.12 нПа/град.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Данные спутника DMSP F7 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/>).

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. Особенности планетарного распределения ионных высыпаний при разных уровнях магнитной активности // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 55. № 5. С. 611–622. 2015. <https://doi.org/10.7868/S0016794015050193>
- Кирпичев И.П., Антонова Е.Е. Распределение давления плазмы в экваториальной плоскости магнитосферы Земли на геоцентрических расстояниях от 6 до $10R_E$ по данным международного проекта THEMIS // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 4. С. 456–461. 2011.
- 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>
- Старков Г.В., Фельдштейн Я.И. Суббури в полярных сияниях // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 11. № 3. С. 563–565. 1971.
- Старков Г.В., Реженев Б.В., Воробьев В.Г., Фельдштейн Я.И., Громова Л.И. Структура авроральных вторжений в дневном секторе // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 42. № 2. С. 186–194. 2002.
- Старков Г.В., Реженев Б.В., Воробьев В.Г., Фельдштейн Я.И. Планетарное распределение авроральных высыпаний и их связь с областями аврорального свечения // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 43. № 5. С. 609–619. 2003.
- 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.
- Angelopoulos V., Kennel C.F., Coroniti F.V. et al. Characteristics of ion flow in the quiet state of the inner plasma sheet // Geophys. Res. Lett. V. 20. № 16. P. 1711–1714. 1993. <https://doi.org/10.1029/93GL00847>
- Antonova E.E., Kirpichev I.P., Vovchenko V.V., Stepanova M.V., Riazantseva M.O., Pulinet M.S., Ovchinnikov I.L., Znatkova S.S. Characteristics of plasma ring, surrounding the Earth at geocentric distances $\sim 7-10R_E$, and magnetospheric current systems // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 99. № 85–91. 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2012.08.013>
- Antonova E.E., Kirpichev I.P., Stepanova M.V. Plasma pressure distribution in the surrounding the Earths plasma ring and its role in the magnetospheric dynamics // J. At-

- mos. Solar-Terr. Phys. V. 115. P. 32–40. 2014.
<https://doi.org/10.1016/j.jstp.2013.12.005>
- Antonova E.E., Vorobjev V.G., Kirpichev I.P., Yagodkina O.I., Stepanova M.V. Problems with mapping the auroral oval and magnetospheric substorms // *Earth, Planets and Space*. V. 67. article id.166. 2015.
<https://doi.org/10.1186/s40623-015-0336-6>
- 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. Solar-Terr. Phys.* V. 177. P. 103–114. 2018.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.10.013>
- Baumjohann W., Paschmann G., Cattell C.A. Average plasma properties in the central plasma sheet // *J. Geophys. Res.* V. 94. № 6. P. 6597–6606. 1989.
<https://doi.org/10.1029/JA094iA06p06597>
- Goertz C.K., Baumjohann W. On the thermodynamics of the plasma sheet // *J. Geophys. Res.* V. 96. № A12. P. 20991–20998. 1991.
<https://doi.org/10.1029/91JA02128>
- Newell P.T., Wing S., Meng C.-I., Sigillito V. The auroral oval position, structure, and intensity of precipitation from 1984 onward — An automated on-line data base // *J. Geophys. Res.* V. 96. № A4. P. 5877–5882. 1991.
<https://doi.org/10.1029/90JA02450>
- Newell P.T., Feldstein Y.I., Galperin Yu.I., Meng C.-I. Morphology of nightside precipitation // *J. Geophys. Res.* V. 101. № A5. P. 10737–10778. 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. 4739–4746. 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>
- Sergeev V.A., Sazhina E.M., Tsyganenko N.A., Lundblad J.A., Soraas F. Pitch-angle scattering of energetic protons in the magnetotail current sheet as the dominant source of their isotropic precipitation into the nightside ionosphere // *Planet. Space Sci.* V. 31. № 10. P. 1147–1155. 1983.
[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(83\)90103-4](https://doi.org/10.1016/0032-0633(83)90103-4)
- Stepanova M.V., Antonova E.E., Bosqued J.M., Kovrazhkin R.A., Aubel K.R. Asymmetry of auroral electron precipitations and its relationship to the substorm expansion phase onset // *J. Geophys. Res.* V. 107. № A7. 2002.
<https://doi.org/10.1029/2001JA003503>
- 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>
- Stepanova M., Antonova E.E., Moya H.S., Pinto V.A., Valdivia J.A. Multisatellite analysis of plasma pressure in the inner magnetosphere during the 1 June 2013 geomagnetic storm // *J. Geophys. Res.* 2019.
<https://doi.org/10.1029/2018JA025965>
- 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>
- Vorobjev V.G., Yagodkina O.I., Starkov G.V., Feldstein Ya.I. A substorm in midnight auroral precipitation // *Ann. Geophys.* V. 21. № 12. P. 2271–2280. 2003.
<https://doi.org/10.5194/angeo-21-2271-2003>
- Vorobjev V.G., Yagodkina O.I., Katkalov Y. Auroral Precipitation Model and its applications to ionospheric and magnetospheric studies // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 102. P. 157–171. 2013.
<https://doi.org/10.1016/j.jstp.2013.05.007>
- 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>
- Wing S., Gkioulidou M., Johnson J.R., Newell P.T., Wang C.-P. Auroral particle precipitation characterized by the substorm cycle // *J. Geophys. Res.* V. 118. 1022–1039. 2013.
<https://doi.org/10.1002/jgra.50160>
- 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. Is. 8. P. 943–958. 1997.
<https://doi.org/10.1007/s00585-997-0943-z>