

УДК 551.510.535

## РОЛЬ ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЫ В АСИММЕТРИИ ЗИМА/ЛЕТО ВЫСЫПАНИЙ АВРОРАЛЬНЫХ ЭЛЕКТРОНОВ

© 2020 г. М. Г. Деминов\*

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

\*e-mail: deminov@izmiran.ru

Поступила в редакцию 17.01.2020 г.

После доработки 20.01.2020 г.

Принята к публикации 23.01.2020 г.

Проведен анализ роли внешней ионосферы в обеспечении большой разницы в частоте появления потоков ускоренных электронов в авроральной области в предполуночном секторе для зимних и летних условий, с которыми связаны дискретные полярные сияния. На основе моделирования получено, что в этой области критическое значение продольного тока альвеновской волны  $J_{EIC}$  для развития электростатической ионно-циклотронной неустойчивости на высотах порядка радиуса Земли ( $h \sim R_E$ ) для зимы почти совпадает с верхним пределом средних значений стационарного крупномасштабного продольного тока. Поэтому для зимы достаточно слабых флуктуаций продольного тока, связанных с альвеновской волной, для развития комплекса процессов, приводящих к появлению потоков ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния. Для лета значение  $J_{EIC}$  в 4–5 раз больше, чем для зимы, и стимулированное высыпание авроральных электронов, по-видимому, возможно только при высокой геомагнитной активности. Основная причина асимметрии зима/лето в значении  $J_{EIC}$  связана с особенностями изменения параметров внешней ионосферы вдоль геомагнитного поля. Разница в концентрации электронов достигает максимума на высотах  $h \sim R_E$ , где летние значения этой концентрации больше зимних в 5–6 раз, что, в свою очередь, связано с более высокими летними значениями температур электронов и ионов. Важная роль этих температур в обеспечении асимметрии зима/лето в частоте появления ускоренных электронов отмечена, по-видимому, впервые.

DOI: 10.31857/S0016794020040057

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Потоки ускоренных электронов с энергиями 1–10 кэВ, вызывающих дискретные сияния, являются характерной особенностью авроральной области [Newell et al., 2001]. На основе статистического анализа данных метеорологических спутников было установлено, что такие потоки возникают главным образом в темноте (зимнее полушарие предпочтительнее летнего и ночь благоприятнее дня), подтверждая ключевую роль ионосферной проводимости в возникновении дискретных сияний [Newell et al., 1996, 2001]. Увеличение потоков таких ускоренных электронов в основном связано с увеличением их энергии, а не концентрации [Newell et al., 2010]. Поэтому появление потоков ускоренных электронов связывают с продольным электрическим полем, которое возникает во внешней ионосфере в относительно узком слое внутри интервала высот 5000–10000 км, т.е. на высотах  $\sim 1R_E$ , где  $R_E$  — радиус Земли. В предполуночные часы частота появления продольного электрического поля максимальна для

неосвещенных условий, когда концентрация электронов ионосферной плазмы понижена в области этого электрического поля [Moroooka and Mukai, 2003; Cattell et al., 2013]. Следовательно, продольные электрические поля и связанные с ними потоки ускоренных электронов зависят от условий освещенности ионосферы. В авроральной области потоки энергии ускоренных электронов максимальны в вечернем — предполуночном секторе, где они статистически связаны с фоновыми продольными токами из ионосферы в магнитосферу [Korth et al., 2014].

Возникновение продольного электрического поля во внешней ионосфере связывают с аномальным сопротивлением. Это сопротивление возникает при превышении дрейфовой скоростью электронов  $V_D$ , связанной с продольным током, порогового значения для развития плазменной неустойчивости и последующем переходе этой неустойчивости и плазменных колебаний в режим насыщения [Липеровский и Пудовкин, 1983]. Такое ограничение роста плазменных ко-

лебаний означает появление дополнительного сопротивления, которое называют аномальным сопротивлением, поскольку оно обусловлено плазменными колебаниями, а не кулоновскими столкновениями электронов с ионами [Липеровский и Пудовкин, 1983].

Появление продольного электрического поля и потоков ускоренных электронов, направленных вниз в ионосферу, может привести к цепочке процессов с положительной обратной связью: нестационарное увеличение проводимости ионосферы, генерация альвеновской волны, распространение этой волны вдоль геомагнитного поля во внешнюю ионосферу, превышение продольным током альвеновской волны порогового значения для развития плазменной неустойчивости, образование в этой области продольного электрического поля и ускорение электронов в этом поле вниз в ионосферу [Trakhtengerts and Feldstein, 1991; Pokhotelov et al., 2002]. Фоновая проводимость ионосферы играет важную роль в эффективности механизма положительной обратной связи, поскольку генерация альвеновской волны обусловлена увеличением проводимости ионосферы относительно фона. Поэтому эффективность механизма положительной обратной связи максимальна для минимальной фоновой проводимости ионосферы [Pokhotelov et al., 2002]. В этом одна из причин сезонной асимметрии в появлении дискретных сияний в авроральной области [Pokhotelov et al., 2002].

Другая причина асимметрии зима/лето в появлении потоков ускоренных электронов и дискретных сияний в предполуденном секторе авроральной области может быть обусловлена разницей между летними и зимними значениями концентрации электронов  $n_e$  в области существования продольного электрического поля во внешней ионосфере. Важность этой причины оставалась неясной. Дело в том, что для этих условий обычно концентрация электронов, например, на высоте 500 км отличается не больше, чем в 2 раза, и выше примерно  $3R_E$  вдоль геомагнитного поля разница между летними и зимними значениями  $n_e$  также незначительна [Carpenter and Anderson, 1992; Johnson and Wygant, 2003]. Интерполяция этих данных на высоту  $\sim 1R_E$  показывает, что разница между летними и зимними значениями  $n_e$  не превышает 1.5 раз в области продольного электрического поля. Эта разница слишком маленькая, чтобы заметно влиять на наблюдаемую асимметрию зима/лето в появлении потоков ускоренных электронов. Решение этой задачи было главной целью данной работы.

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Выше 500 км можно считать, что токи Холла и Педерсена несущественны, и условие непрерывности электрического тока имеет вид  $B\partial(J/B)/\partial s = 0$ , где  $J$  — продольный ток;  $B$  — геомагнитное поле;  $s$  — координата вдоль фиксированной силовой линии геомагнитного поля. Если дрейфовая скорость электронов  $V_D = (V_e - V_i)$ , связанная с продольным током, превышает тепловую скорость электронов  $V_{Te}$ , то развиваются плазменные неустойчивости, которые в конечном итоге могут приводить к стимулированному высыпанию авроральных электронов [Липеровский и Пудовкин, 1983]. Условие  $V_D > V_{Te}$  можно представить в виде

$$J > J_T = en_e V_{Te}, \quad (1)$$

где  $J_T$  — локальное пороговое значение продольного тока (на высоте  $h$  фиксированной силовой линии геомагнитного поля), превышение которого приводит к развитию плазменных неустойчивостей в этой локальной области;  $e$  — заряд электрона;  $n_e$  — концентрация электронов. Обычно альвеновские волны генерируются ниже 200 км. Для приближенных оценок можно считать, что амплитуда продольного тока альвеновской волны не изменяется в интервале от области генерации до высоты  $h_0 = 500$  км, где магнитное поле  $B = B_0$  и амплитуда продольного тока альвеновской волны  $J = J_0$ . Выше 500 км условие непрерывности продольного тока альвеновской волны имеет вид  $J/B = \text{const}$ . Это позволяет получить критическое значение амплитуды продольного тока альвеновской волны  $J_C$  на высоте  $h_0$  для развития плазменной неустойчивости на высоте  $h$  вдоль геомагнитного поля, когда эта волна достигнет данной высоты  $h$  [Деминов и др., 2001; Деминов, 2008]:

$$J_0 = J(B_0/B) > J_C = J_T(B_0/B) = en_e V_{Te}(B_0/B). \quad (2)$$

Анализ особенностей изменений  $J_T$  и  $J_C$  с высотой (вдоль геомагнитного поля) в предполуденной авроральной области для зимних и летних условий может позволить судить о причинах разницы в частоте появления ускоренных электронов для этих условий, т.е. решить поставленную задачу.

Для этого необходимо определить высотные распределения  $n_e$  и  $T_e$  в анализируемой области. Для определенности были выбраны типичные средние условия в авроральной области в предполуденные часы. Координаты пункта (географическая широта 69.6 N, географическая долгота 19.3 E, исправленная геомагнитная широта 66.7 N, параметр Мак-Илвейна  $L = 6.4$ ), индекс геомагнитной активности  $Kp = 3$ , индекс солнечной активности  $F10.7 = 150$ , местное время LT = 21:00, зима (середина декабря) или лето (середина июня).

Координаты данного пункта примерно соответствуют координатам радара EISCAT Tromso.

Для этих условий температуры электронов и ионов ( $T_e$  и  $T_i$ ) во внешней ионосфере вдоль  $L = 6.4$ , т.е. вдоль геомагнитного поля, вычислялись с помощью модели [Titheridge, 1998]. Для вычисления  $n_e$  во внешней ионосфере вдоль  $L = 6.4$  использовано диффузионное приближение для ионосферной плазмы, состоящей из электронов и ионов  $O^+$  и  $H^+$  (см., например, [Демин, 2008]). В качестве граничных условий для вычисления  $n_e$  в этом приближении можно задать концентрацию электронов на двух фиксированных высотах, где в ионном составе преобладают ионы  $O^+$  и  $H^+$  соответственно. В качестве одной из таких высот выбрана высота  $h_0 = 500$  км, где преобладает  $O^+$ . Концентрация электронов на этой высоте была вычислена с помощью локальной модели ионосферы по данным радара EISCAT Tromso, полученной по Интернет (<http://madrigal.haystack.mit.edu/models>). Эта модель является частью объединенной модели ISRIM (Incoherent Scatter Radar Ionospheric Model), которая основана на данных ряда радаров некогерентного рассеяния радиоволн [Holt et al., 2002; Zhang et al., 2005, 2007]. В данном случае на высоте 500 км концентрация электронов  $n_e$  равна  $1.3 \times 10^5$  и  $7.5 \times 10^4$  см $^{-3}$  для лета и зимы. Второе граничное условие для зимы:  $n_e = 10$  см $^{-3}$  на высоте 8000 км как типичное среднее значение  $n_e$  в высоких широтах на этой высоте [Kletzing et al., 1998]. Вторым граничным условием для лета было требование, чтобы на высоте  $h = 3R_E$  концентрации электронов для лета и зимы отличались не сильно в соответствии с экспериментально наблюдаемой тенденцией [Johnson and Wygant, 2003]. В данном случае на высоте  $h = 3R_E$  концентрация электронов равна 9.9 и 7.0 см $^{-3}$  для лета и зимы. Эти граничные условия и известные температуры электронов и ионов позволяют вычислить  $n_e$  в диффузионном приближении вдоль  $L = 6.4$  вплоть до вершины этой силовой линии.

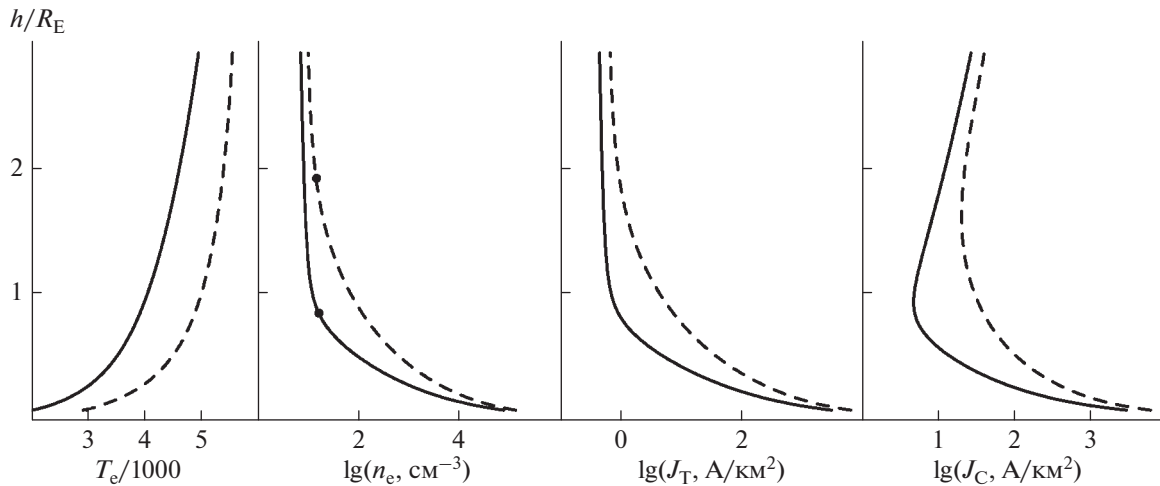
Результаты вычисления изменений с высотой (вдоль  $L = 6.4$ )  $T_e$ ,  $n_e$ ,  $J_T$  и  $J_C$  для анализируемых условий показаны на рисунке 1. Видно, что  $T_e$  летом больше, чем зимой. В области преобладания ионов  $O^+$  это приводит к увеличенному характерному масштабу изменения  $n_e$  с высотой (шкале высот  $n_e$ ) летом по сравнению с зимой. В результате отношение лето/зима для концентрации электронов равно 1.7, 5.7 и 1.4 на высотах 500 км,  $1R_E$  и  $3R_E$  и это отношение максимально на  $h \sim 1R_E$ . Существование этого максимума связано с особенностями высоты перехода  $h_T$ , где концентрации ионов  $O^+$  и  $H^+$  одинаковы, поскольку характер изменения  $n_e$  с высотой ниже и выше  $h_T$

различен. В данном случае  $h_T$  равно  $0.85R_E$  и  $1.91R_E$  для зимы и лета, т.е. летом  $h_T$  примерно на  $1R_E$  выше, чем зимой. Характер изменения порогового значения продольного тока  $J_T$  с высотой аналогичен концентрации электронов  $n_e$ , поскольку в области преобладания  $O^+$  изменения  $n_e$  с высотой более значительны, чем  $V_{Te} \sim (T_e)^{1/2}$ . В результате на высоте  $h \sim 1R_E$  величина  $J_T$  равна 4.2 и 0.7 А/км $^2$  для лета и зимы, отношение лето/зима для  $J_T$  максимально на этой высоте, где оно равно 6.0. Высотное распределение критического значения амплитуды продольного тока альвеновской волны  $J_C$  имеет минимум, поскольку в области преобладания ионов  $H^+$  изменения магнитного поля с высотой более значительны, чем  $J_T \sim n_e V_{Te}$ . Параметры этого минимума:  $J_C = 19.9$  А/км $^2$  на высоте  $h = h_{min} = 1.61R_E$  для лета,  $J_C = 4.5$  А/км $^2$  на высоте  $h_{min} = 0.93R_E$  для зимы. Высота  $h_{min}$  является наиболее вероятной высотой возбуждения плазменных неустойчивостей продольным током альвеновской волны, где для лета величина  $J_C$  в 4.4 раза больше, чем для зимы.

Высоты  $h_{min}$  и  $h_T$  различаются не сильно. Например, для зимы  $h_{min} = 0.93R_E$  и  $h_T = 0.85R_E$ . Кроме того, на этих высотах обычно выполнено условие  $T_e = T_i$ . Для таких условий электростатическая ионно-циклотронная (ЭИЦ) неустойчивость является наиболее вероятной плазменной неустойчивостью на высоте  $h_{min}$ , и условие развития этой неустойчивости:  $V_D > 0.3V_{Te}$  [Kindel and Kennel, 1971; Липеровский и Пудовкин, 1983]. Параметры минимума критического значения амплитуды продольного тока альвеновской волны для порогового значения ЭИЦ неустойчивости:  $J_{EIC} = 0.3$ ,  $J_C = 6.0$  А/км $^2$  на высоте  $h = h_{min} = 1.61R_E$  для лета,  $J_{EIC} = 1.35$  А/км $^2$  на высоте  $h_{min} = 0.93R_E$  для зимы. Итак, для рассматриваемых условий зимой для  $J_{EIC} > 1.35$  А/км $^2$  на высоте  $h_{min} = 0.93R_E = 5925$  км развивается ЭИЦ неустойчивость, которая может перейти в ЭИЦ турбулентность с образованием аномального сопротивления и, как следствие, продольного электрического поля, которое ускоряет сверхтепловые электроны вниз в ионосферу. Это и есть ускоренные электроны, с которыми связаны дискретные полярные сияния.

### 3. ОБСУЖДЕНИЕ

Стационарные крупномасштабные продольные токи в авроральной области можно рассматривать как предельный случай нестационарных альвеновских волн, для которых также выполнено условие непрерывности этого тока:  $J_0 = J(B_0/B)$ . Данные спутника Triad показывают, что типичные средние значения продольного тока вниз в ионосферу в предполуночные часы рав-



**Рис. 1.** Изменения с высотой  $h$  (в радиусах Земли  $R_E$ ) температуры  $T_e$  и концентрации  $n_e$  электронов, пороговой  $J_T$  и критической  $J_C$  величин продольного тока для зимы (сплошные линии) и лета (штриховые линии). Точки – высоты, где концентрации ионов  $O^+$  и  $H^+$  одинаковы.

ны 0.5–1 А/км<sup>2</sup> на высоте 800 км для  $Kp = 2–4$  [Iijima and Potemra, 1976]. Для сравнения данных этого спутника с данными на рисунке достаточно учесть разницу в величинах магнитного поля  $B$  на высоте  $h_0 = 500$  км, используемой в расчетах, и на высоте спутника Triad. В данном случае коэффициент  $C = B(800)/B(500) = 0.88$  и критическое значение продольного тока на высоте 800 км (для развития ЭИЦ неустойчивости на высоте  $h_{min} = 0.93R_E$  зимой)  $J_{EIC} = 1.2$  А/км<sup>2</sup>. Следовательно, это значение  $J_{EIC} = 1.2$  А/км<sup>2</sup> почти не отличается от верхней границы типичных средних значений продольного тока для рассматриваемых условий по данным спутника Triad. Поэтому для зимы достаточно слабых флуктуаций параметров ионосферы с образованием альвеновских волн, чтобы реализовался комплекс процессов, приводящих к появлению ускоренных электронов и связанных с ними дискретных сияний. В свою очередь, механизм положительной обратной связи наиболее эффективен именно для зимы [Pokhotelov et al., 2002], когда высыпания ускоренных электронов через ионизацию приведут к вторичной генерации альвеновской волны и т.д. В результате возможен самоподдерживающийся режим пульсирующих высыпаний ускоренных электронов, и интервал между этими пульсациями определяется в основном временем распространения альвеновской волны от  $E$ -слоя ионосферы до турбулентного слоя. Именно этот случай, по-видимому, был реализован в эксперименте “Авроральный триггер” [Гайдуков и др., 1993].

Для лета на высоте 800 км значение  $J_{EIC} = 5.3$  А/км<sup>2</sup>, что в 5 раз больше верхней границы типичных средних значений продольного тока для этих условий по данным спутника Triad. По-

этому для лета стимулированное высыпание электронов, по-видимому, возможно только для условий, которые соответствуют высокой магнитной активности.

Эти выводы не противоречат экспериментальным данным. Так, на основе статистического анализа данных метеорологических спутников было установлено, что потоки ускоренных электронов, вызывающих дискретные сияния, возникают главным образом в темноте: зимнее полушарие предпочтительнее летнего и ночь благоприятнее дня [Newell et al., 1996, 2001]. В предполуночные часы частота появления продольного электрического поля максимальна для неосвещенных условий, когда концентрация электронов ионосферной плазмы понижена в области этого электрического поля [Moroooka and Mukai, 2003; Cattell et al., 2013]. Повышенная частота высыпаний ускоренных электронов в ночную авроральную область для зимы, по-видимому, является причиной зимней аномалии в концентрации максимума  $E$ -слоя в этой области, когда в среднем концентрация этого максимума зимой больше, чем летом [Деминова и Деминова, 2019]. Существование этой аномалии следует как по локальной модели ионосферы, построенной по данным радара EISCAT Tromso (как части модели ISRIM [Holt et al., 2002; Zhang et al., 2005]), так и по данным ионосферных станций [Деминов и Деминова, 2017, 2019].

Итак, основная причина большой разницы в частоте появления ускоренных электронов в авроральной области в предполуночные часы для зимних и летних условий обусловлена особенностями изменения вдоль геомагнитного поля параметров ионосферной плазмы ( $n_e$ ,  $T_e$  и  $T_i$ ) во внешней ионосфере. Эти особенности таковы, что раз-

ница в  $n_e$  достигает максимума на высотах  $h \sim R_E$ , где летние значения  $n_e$  больше зимних примерно в 5–6 раз. В свою очередь, высокие летние значения  $n_e$  на этих высотах в значительной степени обусловлены более высокими летними температурами электронов и ионов во внешней ионосфере. Важная роль этих температур в обеспечении асимметрии зима/лето в частоте появления ускоренных электронов отмечена, по-видимому, впервые.

Механизм положительной обратной связи играет важную роль в сезонной зависимости частоты появления ускоренных электронов в ночной авроральной области [Pokhotelov et al., 2002]. Тем не менее, пониженная концентрация электронов ионосферной плазмы на высотах  $h \sim R_E$  в ночной авроральной области именно для зимы является основной причиной асимметрии зима/лето в появлении ускоренных электронов, поскольку этим определяется условие возникновения продольного электрического поля как источника ускоренных электронов. Отметим, что возникновение продольного электрического поля во внешней ионосфере является необходимым элементом положительной обратной связи в высыпаниях авроральных электронов.

#### 4. ВЫВОДЫ

Проведен анализ роли внешней ионосферы в обеспечении большой разницы в частоте появления ускоренных электронов в авроральной области в предполуночном секторе для зимних и летних условий. Этот анализ основан на простой модели изменения концентрации электронов  $n_e$  во внешней ионосфере вдоль геомагнитного поля в диффузионном приближении и известной модели для температур электронов  $T_e$  и ионов  $T_i$ . Для типичных средних условий в авроральной области в предполуночном секторе получены следующие выводы:

1. Критическое значение продольного тока альвеновской волны  $J_{EIS}$  для развития электростатической ионно-циклотронной неустойчивости на высотах порядка радиуса Земли ( $h \sim R_E$ ) для зимы почти совпадает с верхним пределом средних значений стационарного крупномасштабного продольного тока. Поэтому для зимы достаточно слабых флуктуаций продольного тока, связанных с альвеновской волной, для развития комплекса процессов, приводящих к появлению ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния. Для лета значение  $J_{EIS}$  в 4–5 раз больше, чем для зимы, и стимулированное высыпание авроральных электронов, по-видимому, возможно только при высокой геомагнитной активности.

2. Основная причина асимметрии зима/лето в значении  $J_{EIS}$  связана с особенностями изменения параметров внешней ионосферы вдоль геомагнитного поля. Разница в концентрации электронов достигает максимума на высотах  $h \sim R_E$ , где летние значения этой концентрации больше зимних в 5–6 раз, что, в свою очередь, связано с более высокими летними значениями температур электронов и ионов. Важная роль этих температур в обеспечении асимметрии зима/лето в частоте появления ускоренных электронов отмечена, по-видимому, впервые.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 20-05-00050).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гайдуков В.Ю., Деминов М.Г., Думин Ю.В. и др. Эксперимент “Авроральный триггер”. 1. Генерация электрических полей и потоков частиц инжекцией плазмообразующих соединений в ионосферу высоких широт // Космич. исслед. Т. 31. № 1. С. 54–62. 1993.
- Деминов М.Г., Ораевский В.Н., Ружин Ю.Я. Ионосферно-магнитосферные эффекты запусков ракет в сторону высоких широт // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 41. № 6. С. 772–781. 2001.
- Деминов М.Г. Ионосфера Земли // Плазменная геофизика, 2 т. (под ред. Зеленого Л.М. и Веселовского И.С.). М.: Физматлит. Т. 2. С. 92–163. 2008.
- Деминов М.Г., Деминова Г.Ф. Зимняя аномалия в критической частоте E-слоя в ночной авроральной области // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 57. № 5. С. 628–634. 2017.
- Деминов М.Г., Деминова Г.Ф. Зимняя аномалия в критической частоте E-слоя ночной полярной ионосферы // Космич. исслед. Т. 57. № 1. С. 32–38. 2019.
- Липеровский В.А., Пудовкин В.И. Аномальное сопротивление и двойные слои в магнитосферной плазме. М.: Наука, 181 с. 1983.
- Carpenter D.L., Anderson R.R. An ISEE/whistler model of electron density in the magnetosphere // J. Geophys. Res. V. 97. № A2. P. 1097–1108. 1992.
- Cattell C., Dombeck J., Hanson L. Solar cycle effects on parallel electric field acceleration of auroral electron beams // J. Geophys. Res. V. 118. P. 5673–5680. 2013. <https://doi.org/10.1002/jgra.50546>
- Holt J.M., Zhang S.-R., Buonsanto M.J. Regional and local ionospheric models based on Millstone Hill incoherent scatter radar data // Geophys. Res. Lett. V. 29. 2002. <https://doi.org/10.1029/2002GL014678>
- Iijima T., Potemra T.A. The amplitude distribution of field-aligned currents at northern high latitudes observed by Triad // J. Geophys. Res. V. 81. № 13. P. 2165–2174. 1976.
- Johnson M.T., Wygant J.R. The correlation of plasma density distributions over 5000 km with solar illumination of the ionosphere: Solar cycle and zenith angle observations // Geophys. Res. Lett. V. 30. № 24. P. 2260. 2003. <https://doi.org/10.1029/2003GL018175>

- *Kindel J.M., Kennel C.F.* Topside current instabilities // *J. Geophys. Res.* V. 76. № 13. P. 3055–3078. 1971.
- *Kletzing C.A., Mozer E.S., Torbert R.B.* Electron temperature and density at high latitude // *J. Geophys. Res.* V. 103. № A7. P. 14837–14845. 1998.
- *Korth H., Zhang Y., Anderson B.J. et al.* Statistical relationship between largescale upward field-aligned currents and electron precipitation // *J. Geophys. Res.* V. 119. P. 6715–6731. 2014.
- *Morooka M., Mukai T.* Density as a controlling factor for seasonal and altitudinal variations of the auroral particle acceleration region // *J. Geophys. Res.* V. 108. № 7. P. 1306. 2003.  
<https://doi.org/10.1029/2002JA009786>
- *Newell P.T., Meng C.-I., Lyons K.M.* Suppression of discrete aurorae by sunlight // *Nature.* V. 381. Issue 6585. P. 766–767. 1996.
- *Newell P.T., Greenwald R.A., Ruohoniemi J.M.* The role of the ionosphere in aurora and space weather // *Rev. Geophys.* V. 39. № 2. P. 137–149. 2001.
- *Newell P.T., Sotirelis T., Wing S.* Seasonal variations in diffuse, monoenergetic, and broadband aurora // *J. Geophys. Res.* V. 115, A03216. 2010.  
<https://doi.org/10.1029/2009JA014805>
- *Pokhotelov D., Lotko W., Streltsov A.V.* Effects of the seasonal asymmetry in ionospheric Pedersen conductance on the appearance of discrete aurora // *Geophys. Res. Lett.* V. 29. № 10. P. 1437. 2002.  
<https://doi.org/10.1029/2001GL014010>
- *Titheridge J.E.* Temperatures in the upper ionosphere and plasmasphere // *J. Geophys. Res.* V. 103. № A2. P. 2261–2277. 1998.
- *Trakhtengerts V.Yu., Feldstein A.Ya.* Turbulent Alfvén boundary layer in the polar ionosphere, 1, Excitation conditions and energetics // *J. Geophys. Res.* V. 96. № A11. P. 19363–19374. 1991.
- *Zhang S.-R., Holt J.M., van Eyken A.P. et al.* Ionospheric local model and climatology from long-term databases of multiple incoherent scatter radars // *Geophys. Res. Lett.* V. 32, L2012. 2005.  
<https://doi.org/10.1029/2005GL023603>
- *Zhang S.-R., Holt J.M., Bilitza D.K. et al.* Multiple-site comparisons between models of incoherent scatter radar and IRI // *Adv. Space Res.* V. 39. P. 910–917. 2007.