

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ДРЕЙФ ПЛАЗМЫ В СРЕДНЕШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЕ ВО ВРЕМЯ УМЕРЕННЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В ПЕРИОД 2003–2007 ГОДОВ

Г.П. Кушнаренко, Г.М. Кузнецова

VERTICAL PLASMA DRIFT IN MIDLATITUDE IONOSPHERE DURING THE MODERATE GEOMAGNETIC DISTURBANCES IN 2003–2007

G.P. Kushnarenko, G.M. Kuznetsova

Оцениваются скорости V дрейфа ионов во время умеренных геомагнитных возмущений в период спада и минимума солнечной активности (2003–2007 гг.). Расчеты проведены по методу Титериджа [Titheridge, 1995] с привлечением значений высоты максимума F2-слоя h_mF2 по данным иркутского дигизонда (52° N, 104° E). Получены суточные и сезонные изменения V . Проведено сравнение с эмпирической моделью [Emmert et al., 2008], в большинстве случаев согласие результатов удовлетворительное.

We estimated the ion drift velocity V during moderate geomagnetic disturbances at solar decay and minimum (2003–2007). Calculations were made using the Titheridge method [Titheridge, 1995] and h_mF2 values obtained from the Irkutsk digisonde data (52° N, 104° E). Diurnal and seasonal V variations were determined. We compared our results with model values [Emmert et al., 2008] and found that most of them are comparable.

Введение

Высотное распределение электронной концентрации (N_e) на высотах ионосферы от 100 до 450 км при заданном уровне ионизирующего излучения определяют три основных аэрономических фактора. Первым является газовый состав, характеризующийся соотношением концентраций атомных и молекулярных частиц, второй фактор – температура нейтрального газа и третий – вертикальные движения заряженной компоненты, обусловленные в основном меридиональным нейтральным ветром. Меридиональные ветры могут заметно изменять распределение электронной концентрации с высотой и ночью оказывают существенное влияние на слой F2. Причиной их возникновения является нагрев и расширение верхней атмосферы. Возникающие при этом горизонтальные градиенты давления – движущая сила термосферного ветра, который и вызывает дрейф ионов. Как следует из теоретических расчетов, а также из наблюдений методом НР, характерные скорости ветра для среднеширотной F2-области составляют днем 30–50 м/с, а ночью 150–200 м/с [Иванов-Холодный, Михайлов, 1980]. Следует отметить, что планетарная циркуляция и наблюдаемые скорости ветра испытывают значительные вариации при изменении сезона, солнечной и геомагнитной активности. Так, летом в результате круглосуточного разогрева высокоширотных областей верхней атмосферы ветер большую часть суток направлен к экватору. Похожая картина наблюдается и при геомагнитных возмущениях. В обычных условиях зимой и в равноденственные периоды в средних широтах днем ветер в основном направлен к полюсу, а ночью – к экватору.

Данные о скорости дрейфа ионов позволяют получить оценки меридиональной скорости нейтрального ветра на высотах области F, знание которой необходимо для решения многих научных и прикладных задач. Получение таких данных стало возможным в последнее время для региона Иркутска в связи с регулярными измерениями в ионосфере с помощью дигизонда (52° N, 104° E). Получено много экспериментального материала в период мини-

мума 23-го цикла солнечной активности. Поведение геомагнитной активности в течение этого последнего цикла, особенно на фазе спада, характеризовалось многими интересными особенностями. К примеру, 2003 г. проявил себя как один из самых возмущенных за все время регулярных наблюдений магнитного поля Земли [Белов, Гайдаш, 2009]: были зарегистрированы 62 магнитные бури. Высокая магнитная активность явилась следствием высокой активности Солнца, мощные проявления которой привели к сильной реакции магнитосферы, ионосферы и атмосферы Земли. Низкая солнечная активность в 2007 г. (среднегодовое значение параметра $F10.7=73$) соответствующим образом отразилась и в геомагнитной активности: средний за 2007 г. A_p -индекс=7.5 (по трехчасовым данным) и наблюдались всего 22 магнитных бури, среди них не было ни одной большой. В предлагаемой работе были рассчитаны скорости вертикального дрейфа ионизации (V) для умеренных геомагнитных возмущений в период 2003–2007 гг. на базе экспериментальных данных, полученных из измерений иркутского дигизонда, – значений высоты максимума слоя F2 (h_mF2).

Метод и используемые экспериментальные данные

Методика оценки скорости дрейфа ионизации V по данным о вариациях высоты максимума F2-слоя h_mF2 основана на идее о смещении вертикальным дрейфом высоты максимума слоя относительно уровня равновесного состояния h_o , созданного под действием процессов диффузии электронно-ионного газа и рекомбинационных процессов. Такая высота h_o определяется условием равенства характерных времен жизни заряженных частиц за счет процессов диффузии (τ_D) и рекомбинации (τ_R). Титеридж [Titheridge, 1995] разработал метод расчета скорости дрейфа ионизации V с использованием аналитической аппроксимации суточного хода величины отношения $R=(\tau_D)/(\tau_R)$. Оценка V проводится по разнице уровней наблюдаемого реального слоя F2 и высоты h_o . Указанное выше отношение R для h_mF2 рассчитывается по данным о состоянии нейтрально-

го газа, полученным на основе эмпирической модели термосферы [Hedin, 1987].

Рассмотренные умеренные геомагнитные события для периода 2003–2007 гг. приведены в таблице. В расчетах использовались значения $h_m F2$, полученные по измерениям иркутского дигизонда. Изменение среднегодового индекса $F10.7$ в эти годы – от 128 до 70 (в единицах 10^{-22} Вт·м⁻²·Гц⁻¹). Среднесуточные индексы геомагнитной активности A_p и индексы D_{st} взяты по данным Киото [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/].

Анализируемые геомагнитные бури

Спокойные дни	День начала бури	Индекс A_p и минимальное значение D_{st}	Максимальная фаза бури: день, UT
(18–20).04.2003	30.04.2003	45, –67	30.04.2003, 03:00
(10–12).10.2003	14.10.2003	66, –85	14.10.2003, 23:00
(06–08).03.2004	10.03.2004	45, –78	10.03.2004, 06:00
(11–12).10.2004	13.10.2004	33, –63	13.10.2004, 13:00
(01–03).04.2005	04.04.2005	50, –85	05.04.2005, 07:00
30.08.2005	31.08.2005	49, –122	31.08.2005, 20:00
13.04.2006	10.04.2006	35, –55	10.04.2006, 05:00
(10–12).10.2006	13.10.2006	30, –55	13.10.2006, 23:00
(10–12).03.2007	13.03.2007	24, –40	13.03.2007, 05:00
(25–27).09.2007	29.09.2007	30, –40	29.09.2007, 05:00

Сезонные изменения $h_m F2$ за период 2003–2008 гг.

Анализ проведен по усредненным за месяц часовым значениям $h_m F2$ за 2003–2008 гг. Для всех сезонов этого периода характерна тенденция к постепенному снижению $h_m F2$. На рис. 1, а видно, что средние значения $h_m F2$ в 2003 г. для зимы, весны, лета и осени в местный полдень равнялись 242, 265, 260, 245 км соответственно. Анализ поведения $h_m F2$ в разные сезоны по годам показал, что осенью и зимой дневные средние значения $h_m F2$ уменьшились к 2008 г. на $\Delta h = 25 \div 40$ км, ночные – на $\Delta h = 50 \div 65$ км.

Весной и летом дневные средние значения $h_m F2$ уменьшились на $\Delta h = 25 \div 40$ км, ночные – на $\Delta h = 25 \div 50$ км. Для всего периода летом значения $h_m F2$ ниже весенних на $\Delta h = 10 \div 15$ км, что характерно для условий минимума солнечной активности. Можно отметить, что во время умеренных геомагнитных возмущений $h_m F2$ всегда повышается на 20–40 км в часы максимального развития бури относительно средних значений в спокойные дни.

Поведение $h_m F2$ для сезонов других лет аналогично показанному на рис. 1, а. Характерно, что во все рассматриваемые годы днем самые низкие значения $h_m F2$ наблюдались зимой, а самые высокие – весной. Сезонные различия $h_m F2$ можно объяснить сезонными колебаниями термосферного ветра: более сильный ветер к экватору летом будет повышать высоту максимума слоя F2. Частично эти изменения могут быть также обусловлены сезонным изменением в нейтральном составе термосферы (в отношении атомов к молекулам). Так, большое значение отношения $[O]/([N_2] + [O_2])$ зимой может снизить $h_m F2$ [Buonsanto, 1990].

Суточные изменения средних значений $h_m F2$ в 2003–2008 гг. для летнего сезона приведены на рис. 1, б. Поведение $h_m F2$ для других сезонов этого

периода аналогично, отличие лишь в значениях высот.

Одна из основных причин понижения высоты максимума слоя F2 в годы минимума солнечной активности, как говорилось выше, изменение состава нейтральной атмосферы, что является следствием охлаждения термосферы в этот период и влечет за собой изменения в протекании фотохимических процессов и вариации $h_m F2$.

Если сравнить дневные (в 12 LT) осредненные медианные значения $h_m F2$ для ст. Иркутск за два минимума солнечной активности: 1951–1954 гг. [Поляков и др., 1968] и 2003–2007 гг., получим, что для периодов равноденствий значения $h_m F2$ равны 280 и 240 км, для зимних сезонов – 255 и 215 км соответственно. Таким образом, средние значения дневных высот максимума слоя F2 за пять циклов солнечной активности уменьшились на 40 км.

Расчеты скоростей дрейфа ионов

Расчеты проводились по методу Титериджа с привлечением проанализированных значений $h_m F2$ для региона Иркутска в период 2003–2008 гг. Этот метод был выбран, поскольку в работе [Titheridge, 1995] предложен подробный алгоритм расчета скоростей дрейфа ионов, к тому же у нас имелся весь необходимый набор данных для проведения расчетов.

Метод был опробован в работе [Щепкин и др., 2009], в которой были получены предварительные сведения о суточных вариациях скорости V вертикального дрейфа ионов.

В настоящей работе получены сезонные изменения суточного поведения V (средние значения по часам за три месяца каждого сезона) за все годы указанного периода. На рис. 2, а показаны рассчитанные суточные изменения средней скорости вертикального дрейфа ионов в различные сезоны 2003 г.

Общей чертой суточных вариаций V является направленное вверх движение ионов ночью ($+V$) и сравнительно небольшое, V от -5 до -15 м/с, движение ионов вниз в дневные часы весной и летом. Ночные скорости порядка 30–50 м/с. Зимой и осенью скорости днем по абсолютному значению выше – до 20 м/с. Это соответствует нейтральному ветру в меридиональной плоскости в направлении от полюса к экватору в ночное время и в обратном направлении днем. Отметим, что дрейф ионов прежде всего является следствием движений нейтрального газа в системе крупномасштабной циркуляции в термосфере. Эти движения увлекают за собой ионы в результате действия механизма ионного торможения ветра. Кроме того, накладываются эпизодические, со скоростями порядка 10 м/с, дрейфовые движения, обусловленные появлением зональных электрических полей [Иванов-Холодный, Михайлов, 1980]. В общем случае оценки скорости дрейфа ионов состоят из этих двух компонент. Амплитуда суточного хода V наибольшая зимой и наименьшая летом. Суточные изменения скорости вертикального дрейфа ионов, рассчитанные для сезонов других лет, показывают возрастание V по абсолютной величине в конце рассматриваемого периода (2007 г.) в дневное время: летом и весной до 20–25 м/с, осенью и зимой до 30–40 м/с.

Было проведено сравнение наших оценок V с эмпирической моделью HWM07 [Emmert et al., 2008].

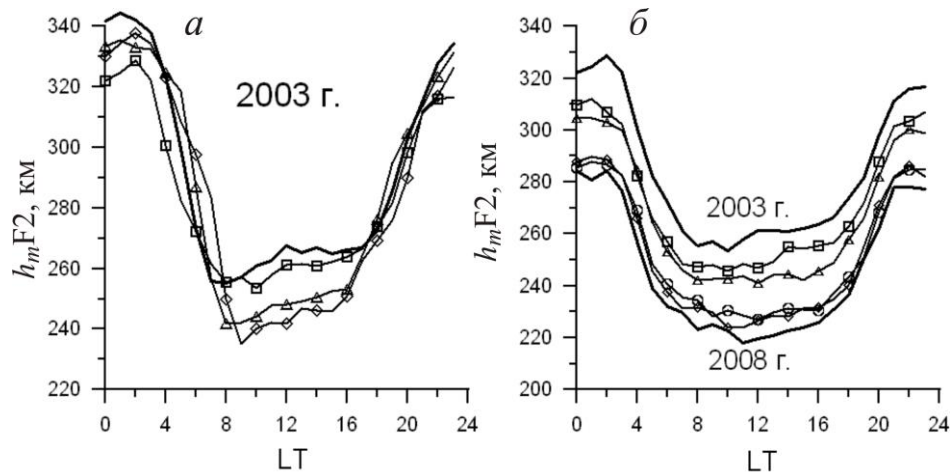


Рис. 1. Суточные изменения средних высот h_mF2 в сезонах 2003 г.: зима – ромбики, осень – треугольники, лето – квадратики, весна – сплошная линия (а). Суточные изменения средних высот h_mF2 за период 2003–2008 гг. для летних сезонов (б).

Рассчитанные по этой модели для условий Иркутска две компоненты термосферного ветра были пересчитаны в вертикальную компоненту W_z , значения которой могут быть сравнимы с нашими оценками скорости дрейфа ионов.

Расчет вертикальной компоненты термосферного ветра (W_z)

В среднеширотной ионосфере перенос плазмы в основном происходит по вертикали. Под действием процессов переноса формируется F2-область, где движение плазмы происходит в поле силы тяжести за счет диффузии, а также под действием термосферных ветров и электрических полей. Для одномерного случая [Иванов-Холодный, Михайлов, 1980] вертикальная составляющая скорости движения основного в F2-области иона O^+ определяется выражением

$$v_z = -D_m \sin^2 I \times \left[\frac{1}{n_i} \frac{\partial n_i}{\partial z} + \frac{T_e}{n_e T_i} \frac{\partial n_e}{\partial z} + \frac{m_i g}{k T_i} + \frac{1}{T_i} \frac{\partial (T_e + T_i)}{\partial z} \right] + \frac{E_y}{B} \cos I + v_{nx} \sin I \cos I \cos D - v_{ny} \sin I \cos I \sin D. \quad (1)$$

Считаем, что оси координат направлены: x – на юг, y – на восток, z – вверх. I и D – углы наклона и склонения магнитной силовой линии, g – ускорение свободного падения, m_i – масса иона O^+ , k – постоянная Больцмана, T_e , T_i , T_n – температуры плазмы (электронная и ионная) и нейтрального газа соответственно, D_m – коэффициент диффузии, E_y и B – компоненты электрического и магнитного полей.

Термосферные ветры описываются в уравнении (1) двумя последними членами. Полученные по модели [Emmert et al., 2008] для условий Иркутска ($I=72^\circ$, $D=-2.8^\circ$) V_x - и V_y -компоненты скорости были пересчитаны в вертикальную компоненту W_z . Поскольку вертикальный дрейф ионов прежде всего

является следствием движений нейтрального газа в системе крупномасштабной циркуляции в термосфере, z -компонента скорости термосферного ветра сравнима с нашими оценками. На рис. 2, б показаны сезонные изменения суточного хода значений W_z -компоненты. Видно согласие в форме суточного хода между значениями V , полученными по данным о высоте максимума слоя F2, и значениями W_z -компоненты меридионального ветра. Имеет место также достаточно хорошее соответствие абсолютных значений V и W_z для весеннего и летнего сезонов. Скорости V для зимы и осени по абсолютным значениям выше на 10–15 м/с. Возможной причиной расхождения является недостаточный учет в модели [Emmert et al., 2008] региональных сезонных особенностей, что и отмечалось в этой версии модели.

Суточные изменения скоростей дрейфа ионов для разных сезонов во время умеренных геомагнитных возмущений

Скорости дрейфа ионов V были рассчитаны во время умеренных геомагнитных возмущений в разные сезоны. В расчетах использовались значения h_mF2 , полученные по измерениям иркутского дигизонда. Сравним результаты расчетов скоростей V для сезонов, близких к равноденствию, самого возмущенного 2003 г. (рис. 3) и наиболее спокойного 2007 г. (рис. 4) в период спада и минимума 23-го цикла солнечной активности. На рис. 3, 4 показаны также скорости V для спокойных геомагнитных условий и значения W_z -компоненты меридионального ветра [Emmert et al., 2008], рассчитанные для соответствующих условий.

При сравнении поведения скоростей дрейфа ионов для двух лет (рис. 3, 4) сделаны следующие выводы:

1. В конце периода минимума солнечной активности (2007 г.) скорости в возмущенные дни увеличились по абсолютным значениям в сравнении с 2003 г. Значения их в сезонах меняются таким образом:

весна 2003 г.: днем от -2 до -10 м/с, ночью направление меняется и значения V до $+40$ м/с;

весна 2007 г.: днем от -15 до -20 м/с во 2-ю половину дня, ночные значения V до $+35$ м/с;

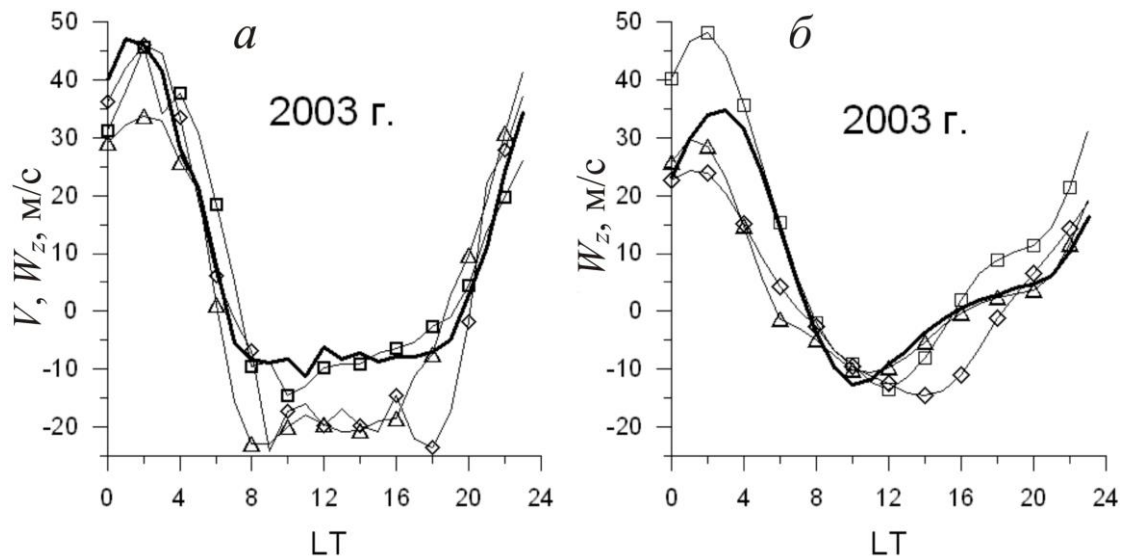


Рис. 2. Сезонные изменения средних скоростей дрейфа ионов в 2003 г. (а) и средних значений W_z -компоненты [Emmert et al., 2008], рассчитанной для условий Иркутска (б): зима – треугольники, весна – сплошная линия, лето – квадратики, осень – кружки.

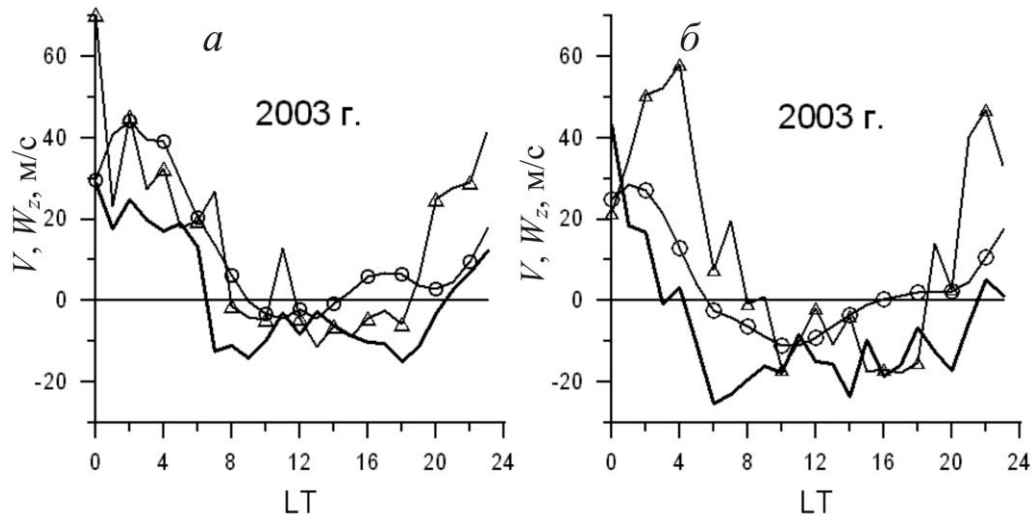


Рис. 3. Суточные изменения скорости дрейфа ионов (кривая с треугольниками) весной во время геомагнитного возмущения 30.04.2003 г. (а) и осенью во время геомагнитного возмущения 15.10.2003 г. (б) в сравнении со спокойными значениями V (сплошная кривая) и с величинами W_z -компоненты [Emmert et al., 2008] (кривая с кружками).

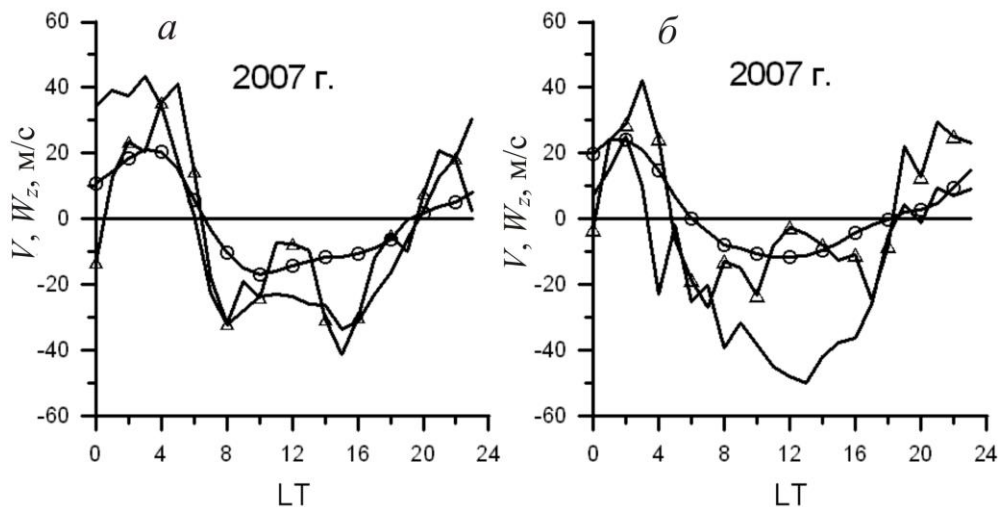


Рис. 4. Суточные изменения скорости дрейфа ионов (кривая с треугольниками) весной во время возмущения 13.03.2007 г. (а) и осенью во время геомагнитного возмущения 29.09.2007 г. (б) в сравнении со спокойными значениями V (сплошная кривая) и с величинами W_z -компоненты [Emmert et al., 2008] (кривая с кружками).

осень 2003 г.: днем от -10 до -20 м/с, и ночью $+(50\div60)$ м/с;

осень 2007 г.: днем от -10 до -35 м/с, ночью V до $+43$ м/с.

2. В осенний период во время возмущений дневные скорости по абсолютным значениям выше весенних V на $10\text{--}15$ м/с и в 2003 и в 2007 гг.

3. Во время возмущений скорости V на $10\text{--}15$ м/с меньше дневных значений в спокойных условиях для обоих лет. Ночные значения в большинстве случаев на $20\text{--}40$ м/с выше характерных для спокойных условий.

4. Значения W_z -компоненты меридионального ветра достаточно близки к скоростям дрейфа ионов в периоды возмущений в рассматриваемые сезоны, особенно в первую половину дня, ночные скорости V не всегда близки к модельным. Здесь проявился недостаток используемой методики Титериджа – наличие выбросов в суточном ходе V в часы, приходящие по времени к моментам восхода и захода Солнца. На рисунках такие значения сглажены путем интерполяции.

Поведение скорости дрейфа ионов во время других анализируемых геомагнитных возмущений в рассматриваемый период укладывается в рамки описанного выше. Рисунок 5 показывает суточное изменение V для возмущений 5.04.2005 и 14.10.2006 г.

Рассматриваемые в работе возмущения по времени близки к периодам равноденствия, когда на сред-

них широтах меридиональный градиент давления от высокоширотного источника днем противоположен по направлению градиенту давления от солнечного разогрева и противодействует ему; ночью ситуация обратная. Это приводит к возникновению дополнительной компоненты меридиональной скорости термосферного ветра, направленной к экватору, которая днем на средних широтах в равноденствие уменьшает скорость ветра от солнечного источника, а ночью увеличивает его. Возможно, полученные в настоящей работе скорости дрейфа ионов в дневное время в возмущенные периоды меньше скоростей V в спокойных условиях. Модельные расчеты показывают, что направленная к экватору дополнительная скорость ветра быстро растет с увеличением геомагнитной активности [Брюнелли, Намгаладзе, 1988].

Измерения на радаре НР в Миллстоун-Хилл показали, что на восстановительной фазе сильной бури в ноябре 2004 г. в дневное время меридиональный ветер был направлен от экватора. С ним был связан дрейф плазмы вниз со скоростью около 40 м/с. В нашем случае для умеренных геомагнитных возмущений скорости несколько меньше, но вполне согласуются с результатами эксперимента.

Заключение

1. Получены суточные изменения скоростей дрейфа ионов по сезонам за все годы периода спада и минимума солнечной активности 2003–2007 гг. Амплитуда суточного хода V наибольшая зимой и наименьшая летом. Общей чертой суточных вариаций V является направленное вверх движение ионов ночью ($+V$) и сравнительно небольшие, от -5 до -15 м/с, скорости движения ионов вниз в дневные часы весной и летом 2003 г. Ночные скорости порядка $30\text{--}50$ м/с. Зимой и осенью скорости дрейфа ионов днем по абсолютным значениям выше – до 20 м/с.

2. Для умеренных геомагнитных возмущений оценивались скорости V в осенний и весенний периоды:

а) осенью скорости V по абсолютным значениям выше весенних: днем на $10\text{--}15$ м/с, ночью на $10\text{--}20$ м/с;

б) и весной и осенью в периоды возмущений скорости V по абсолютным величинам на $10\text{--}15$ м/с меньше дневных значений в спокойных условиях, однако ночью скорости в среднем на $20\text{--}40$ м/с выше;

в) в конце рассматриваемого периода (2007 г.) скорости в возмущенные дни увеличились по абсолютным значениям в сравнении с 2003 г. на $10\text{--}15$ м/с днем и на $20\text{--}40$ м/с ночью.

3. Суточное изменение вертикальной компоненты меридионального ветра W_z , рассчитанной по эмпирической модели [Emmert et al., 2008], достаточно хорошо соответствует суточному поведению полученных скоростей V во время исследуемых возмущений, особенно для дневных часов и в первую половину рассматриваемого периода. Ночные скорости V не всегда близки к модельным.

4. Метод Титериджа для расчета скоростей вертикального дрейфа ионов с использованием массива экспериментальных данных по высотам h_mF2 довольно хорошо зарекомендовал себя для спокойных

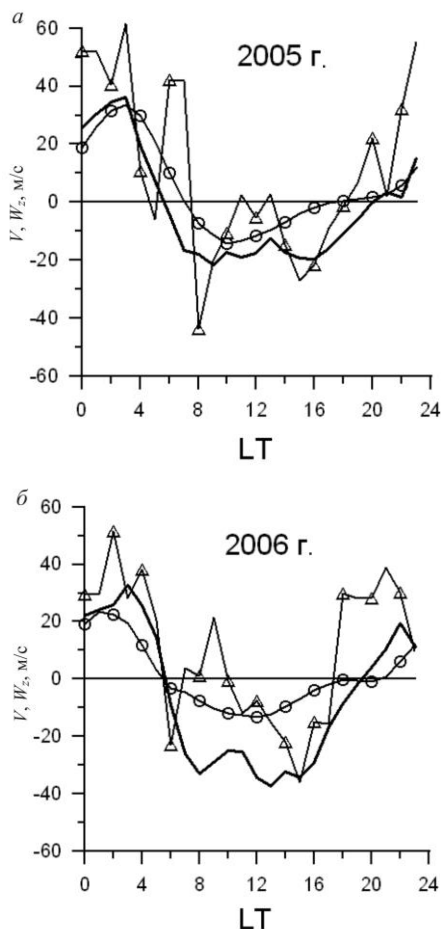


Рис. 5. Суточная вариация скорости дрейфа ионов весной во время возмущения 05.04.2005 г. (а) и осенью во время возмущения 14.10.2006 г. (б) в сравнении с вариациями спокойных значений V и величин W_z -компоненты [Emmert et al., 2008] (обозначения те же, что на рис. 4).

условий и умеренных возмущений в период спада и минимума солнечной активности. Оценки скоростей V дают приемлемые результаты. Это следует из сравнения с эмпирической моделью [Emmert et al., 2008], а также из сопоставления наших расчетов с экспериментальными данными [Erickson et al., 2010].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белов А.В., Гайдаш С.П. Аномально низкая солнечная и геомагнитная активность в 2007 году // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т. 49, № 5. С. 595–602.
- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 1988. 528 с.
- Иванов-Холодный Г.С., Михайлов А.В. Прогнозирование состояния ионосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 37.
- Поляков В.М., Щепкин Л.А., Казимировский Э.С., Кокоуров В.Д. Ионосферные процессы. Новосибирск: Наука, 1968. С. 230.
- Щепкин Л.А., Кузнецова Г.М., Кушнаренко Г.П., Ратовский К.Г. Дрейф ионизации в ионосфере, рассчитанный по вариациям высоты максимума слоя F2 // Солнечно-земная физика. 2009. Вып. 13. С. 11–13.
- Buonsanto M.J. Observed and calculated F2 peak heights and derived meridional winds at mid-latitudes over a full solar cycle // J. Atm. Terr. Phys. 1990. V. 52, N 3. P. 223–240.
- Erickson P.J., Goncharenko L.P., Nicolls M.J., Ruohoniemi M., Kelley M.C. Dynamics of North American sector ionospheric and thermospheric response during the November 2004 superstorm // J. Atm. Terr. Phys. 2010. V. 72. P. 292–301.
- Emmert J.T., Drob D.P., Shepherd G.G., et al. DWM07 global empirical model of upper thermospheric storm-induced disturbance winds // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, iss. A11. doi:10.1029/2008JA013541.
- Titheridge J.E. The calculation of neutral winds from ionospheric data // J. Atm. Terr. Phys. 1995. V. 57, N 9. P. 1015–1036.
- Hedin A.E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res. 1987. V. 92, N A5. P. 4649–4662.
- <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия