

УДК 550.388.2

РОЛЬ ВЫСОТНОГО ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ ТЕРМОСФЕРНОГО ВЕТРА В ДИНАМИКЕ F -ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

© 2011 г. А. Ф. Яковец, В. В. Водяников, К. Ж. Нурмуханбетова,
Г. И. Гордиенко, Ю. Г. Литвинов

Институт ионосферы, АО “Национальный Центр космических исследований и технологий”, Алматы
e-mail: artyak40@mail.ru

Поступила в редакцию 22.05.2010 г.
После доработки 29.07.2010 г.

На основе результатов обработки данных вертикального зондирования ионосферы в Алма-Ате за 2000–2009 гг. получены распределения высот максимума ($h_m F$) и основания ($h_{bot} F$) слоя $F2$, приращения его полутолщины (δh), характеристического времени потерь (τ) и вертикальной скорости перемещения узла термосферного ветра (V) в переходное время суток при ночном повышении электронной концентрации в максимуме слоя. Проведено сравнение измеренных V и модельных V_m скоростей, показавшее их некоторое расхождение. Рассмотрена роль высотного градиента скорости меридионального термосферного ветра в поведении $h_m F$, $h_{bot} F$, δh и τ при ночном повышении электронной концентрации.

1. ВВЕДЕНИЕ

Динамика верхней термосферы и ионосферы во многом определяется глобальным термосферным ветром. Тепловой нагрев атмосферы в дневное время приводит к ее расширению, что создает горизонтальные градиенты давления, приводящие к возникновению средних термосферных ветров [Rishbeth, 1972]. В работе [Balan et al., 2006] показано, что на глобальную циркуляцию термосферного ветра накладываются суточная и полусуточная компоненты атмосферного прилива, а также волны с периодами 16–20 ч и 35–55 ч.

Атмосферные приливы, являясь глобальными осцилляциями ветра с периодом в одни сутки, половину суток, треть суток и т.д., генерируются в основном солнечным нагревом в трех высотных интервалах, определяемых присутствием поглощающих составляющих [Forbes, 1995]. В тропосфере ниже 10 км молекулы воды поглощают в близком инфракрасном диапазоне. Поглощение озоном ультрафиолета приводит к диссоциативному нагреву, который максимален на высотах 40–60 км. Молекулярный кислород и азот поглощают ультрафиолетовое излучение на термосферных высотах, приводя к максимуму диссоциативного нагрева между высотами 100–200 км. Мигрирующие тепловые приливы, генерируемые в этих трех высотных интервалах, распространяются вверх в термосферу и ионосферу и в значительной мере определяют их динамику. Влияние магнитной активности на амплитуду приливов исследовано в работах [Müller-Wodarg, 2001; Карпов и Бессараб, 2005].

Считается, что наилучшие оценки горизонтальных движений в термосфере дает эмпирическая мо-

дель HWM90 [Hedin et al., 1991], построенная на основе данных спутниковых измерений и наземных измерений радарными некогерентного рассеяния и интерферометрами Фабри-Перо. В работе [Miller et al., 1990] показано, что параметры ветра, определяемые из данных вертикального зондирования ионосферы, хорошо согласуются с данными, получаемыми моделью HWM87. Учитывая, что многочисленные станции вертикального зондирования распределены по всему земному шару, метод представляется важным для оценки термосферного ветра и приливов в глобальном масштабе. Этот метод, основанный на оценке скорости ветра из вертикальных движений высоты максимума $F2$ -слоя ионосферы, дает интегральные по толщине слоя оценки скорости горизонтального ветра, так как предполагается, что кинематическая вязкость устраняет вертикальный градиент меридионального термосферного ветра на высотах $F2$ -слоя, поэтому рассчитанная скорость может относиться ко всей толщине слоя. Однако в работе [Яковец и др., 2009] было замечено, что поведение вертикальной структуры $F2$ -слоя в переходное ото дня к ночи время суток указывает на существование высотного градиента горизонтальной скорости ветра. В настоящей работе на основе результатов обработки данных вертикального зондирования ионосферы в Алма-Ате за 2000–2009 гг. получены статистические характеристики поведения ряда параметров $F2$ -слоя в переходное время суток и обсуждена роль вертикального сдвига скорости термосферного ветра в поведении этих параметров.

2. МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Ночные наблюдения ионосферы проводятся в Институте ионосферы (Алма-Ата ($76^{\circ}55'E$, $43^{\circ}15'N$)) на цифровом ионзонде, сопряженном с компьютером “Pentium-166”, который предназначен для сбора, хранения и обработки ионограмм в цифровом виде. Информация считывается с ионограмм полуавтоматическим методом. Длительность сеансов наблюдения, осуществляемых в 5-минутном режиме, в зависимости от сезона составляет 10–14 ч, 10–15 ночей каждый месяц. Первичная обработка ионограмм включает считывание значений действующих высот ($h'(t)$) отражения радиосигнала на ряде фиксированных рабочих частот зондирования и значений критической частоты (f_0F). Ионозонд обеспечивает точность считывания $h'(t) \sim 2.5$ км и точность считывания $f_0F \sim 0.05$ МГц. Дальнейшая обработка включает получение из ионограмм высотного распределения электронной концентрации ($N(h)$ -профилей), используя программу пересчета POLAN [Titheridge, 1985] действующих высот в истинные высоты.

В работе [Яковец и др., 2009] исследовано поведение вертикальной структуры слоя $F2$ ионосферы, включающей вариации высот максимума (h_mF) и основания ($h_{bor}F$) слоя, его полутолщины ($\Delta h = h_mF - h_{bor}F$) и электронного содержания $N(h_i)$ на ряде фиксированных высот во время ночных увеличений электронной концентрации в максимуме зимнего слоя $F2$ (NmF). Показано, что ускоренное падение электронной концентрации слоя на коротком временном интервале, предшествующем началу ночных увеличений NmF , определяется не только скоростью рекомбинационного процесса, но и перераспределением плазмы по увеличивающейся толщине слоя. Регулярно наблюдаемый эффект запаздывания момента инверсии направления движения основания слоя, относительно соответствующего момента для максимума слоя позволил заключить, что инверсия направления меридионального ветра с дневного, направленного к полюсу, на ночное, направленное к экватору, происходит не одновременно по всей толщине слоя – с уменьшением высоты инверсия направления наступает позднее.

В настоящей работе проведен анализ данных измерения за период 2000–2009 гг. За этот период было выбрано 83 сеанса измерения, характеризующиеся ночным увеличением NmF , при котором количественные оценки поведения параметров $F2$ -слоя могли быть получены с большой точностью. Оказалось, что большая часть таких сеансов (73 сеанса) приходилась на периоды с низкой геомагнитной активностью ($Ap < 15$). На рисунке 1 представлены примеры типичного поведения h_mF , $h_{bor}F$, Δh и критической частоты (f_0F). Стрелками указаны моменты инверсии направления движения h_mF , $h_{bor}F$ и Δh , соответствующие минимумам во временном ходе указанных величин. Из приведенных на рисунке

примеров следует, что моменты, соответствующие моментам инверсии h_mF и Δh , совпадают, а момент инверсии $h_{bor}F$ запаздывает относительно h_mF на некоторую величину.

Запаздывание минимума в ходе $h_{bor}F$ относительно минимума h_mF приводит к тому, что в то время, когда h_mF начинает возрастать, $h_{bor}F$ еще продолжает падать в течение некоторого времени. Здесь следует обсудить существующую связь между направлением меридионального термосферного ветра и вертикальным движением ионосферной плазмы. Термосферный ветер за счет соударений нейтральных частиц с положительными ионами вовлекает в движение ионы и электроны. В F -области ионосферы, где плазма является замагниченной, ионы и электроны могут двигаться только вдоль направления геомагнитного поля. На средних широтах линии поля наклонены относительно горизонтали, поэтому движение ионов имеет вертикальную компоненту, которая приводит к изменению высоты $F2$ -слоя. Воздействие ветра зависит от его ориентации относительно магнитного поля: направленный в дневное время к полюсу ветер вызывает дрейф плазмы, направленный вниз, в то время как ветер, направленный к экватору в ночное время, вызывает дрейф, направленный вверх. Эти эффекты, величина которых определяется геометрией магнитного поля, изменяются с магнитным наклоном (I). Магнитное наклонение точки наблюдения составляет 62° . Из рисунка 1 следует, что инверсия направления движения слоя $F2$, как было сказано выше, происходит не одновременно по всей толщине слоя – с уменьшением высоты оно наступает позднее. Физический механизм, ответственный за этот эффект, проиллюстрирован на рис. 2, где представлен высотный профиль меридиональной скорости термосферного ветра (V_h) для момента, когда происходит инверсия ветра на высоте $h = 240$ км. Высотный профиль скорости ветра отображает приливную или иную крупномасштабную гравитационную волну, существующую на термосферных высотах [Balan et al., 2006], с волновым вектором \mathbf{k} , направленным вниз. Известно, что в то время как перенос энергии приливов происходит снизу вверх, их фазовая скорость (направление движения узла волны (\mathbf{n})) направлена вниз [Williams, 1996]. Для данного момента времени горизонтальная скорость ветра выше узла волны, достигшего $hm = 240$ км, направлена с севера на юг, что заставляет заряженные частицы двигаться вверх вдоль направления геомагнитного поля \mathbf{B} . В то же время, ниже узла волны меридиональный ветер еще сохраняет дневное направление на север, и заряженные частицы продолжают двигаться вниз. Это разнонаправленное движение заряженных частиц, находящихся выше и ниже узла волны, приводит к таким эффектам в $F2$ -области, как быстрое увеличение толщины слоя, и вследствие этого ускоренные потери плазмы в мак-

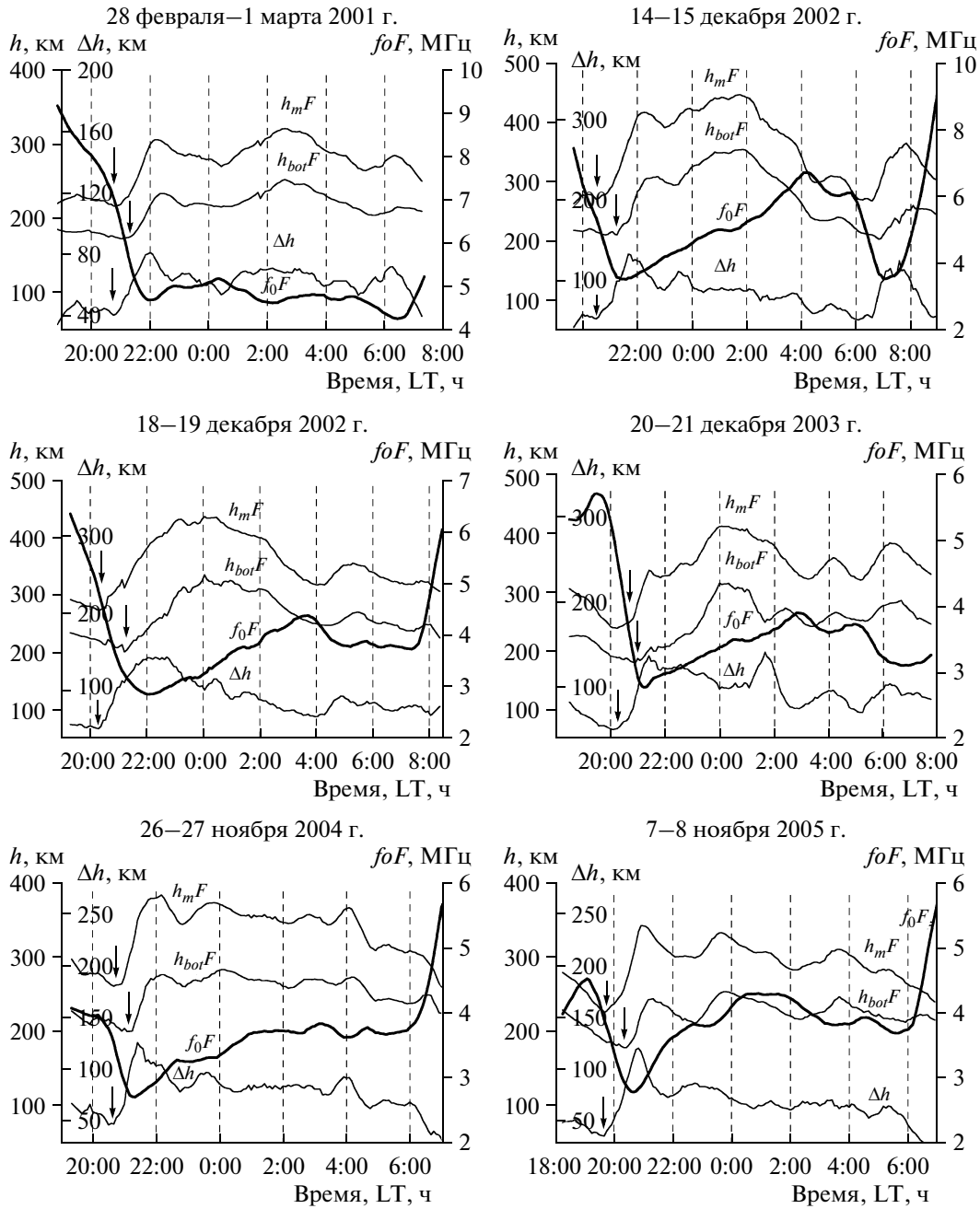


Рис. 1. Временной ход высоты максимума ($h_m F$), высоты основания ($h_{bot} F$), полутолщины слоя (Δh) и критической частоты ($f_o F$).

симуме слоя из-за ее перераспределения по увеличившейся толщине слоя. Поскольку заключение о моментах инверсии термосферного ветра на разных высотах делается на основании момента изменения знака направления движения $h_m F2$ и $h_{bot} F2$, возникает вопрос о том, насколько быстро заряженная компонента реагирует на изменение термосферного ветра. В работе [Titheridge, 1995] на рис. 14 приведен рассчитанный на модели отклик $h_m F2$ ионосферы на изменения нейтрального ветра, из которой

следует, что отклик ионосферной плазмы появляется практически немедленно. Поэтому с большой точностью по временным вариациям заряженной компоненты можно судить о вариациях ветра.

Заметим, что механизм ветрового сдвига, предложенный нами для объяснения увеличения толщи $F2$ -слоя в переходное время суток, является общепринятым для объяснения феномена образования спорадического слоя E_s на средних широтах, на высотах вблизи 130 км [Whitehead, 1989]. На этих вы-

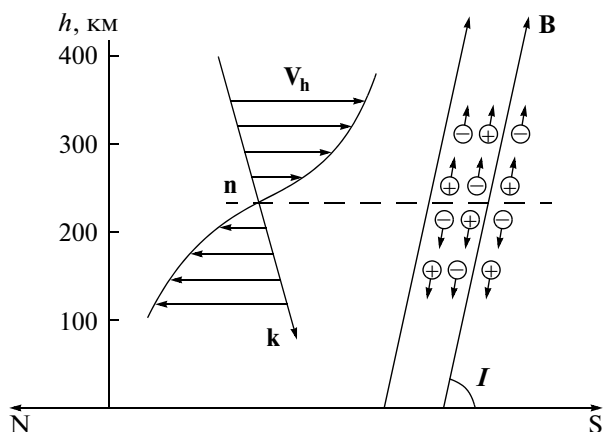


Рис. 2. Высотный профиль горизонтальной скорости термосферного ветра для момента времени, когда происходит инверсия направления ветра на высоте $h = 240$ км.

сотах меридиональный ветер, сгенерированный приливами или гравитационными волнами, смещает ионосферную плазму по высоте, однако направление горизонтального ветра имеет противоположный знак по сравнению со случаем, представленным на рис. 2, т.е. ветер выше волнового

узла n направлен на север, а ниже узла — на юг. Такой ветровой сдвиг сгоняет ионы к узлу и создает вблизи него уплотненный слой ионосферной плазмы. Движение узла вниз, обусловленное направленной вниз фазовой скоростью приливов и гравитационных волн, приводит к вертикальному перемещению E_s -слоя, отмеченному в многочисленных ссылках, процитированных в работах [Whitehead, 1989; Chimonas, 1973].

На рисунке 3 приведены распределения: высот $h_m F$, $h_{bot} F$, соответствующих моментам инверсии ветра; величины приращения Δh (δh); характеристического времени потерь (τ), рассчитанного из скорости уменьшения $f_0 F$; вертикальной скорости перемещения узла волны (V), рассчитанной из времени запаздывания и разности высот $h_m F$, $h_{bot} F$, соответствующих моментам инверсии ветра; а также вертикальной скорости перемещения узла волны (V_m), полученной из модели термосферного ветра.

Рассмотрим влияние увеличения полутолщины слоя на скорость уменьшения электронной концентрации в максимуме слоя. Среднее значение полутолщины слоя в момент начала ее увеличения, рассчитанное из распределений $h_m F$ и $h_{bot} F$ (рис. 3а, б), равно 59.2 км. Среднее значение приращения полу-

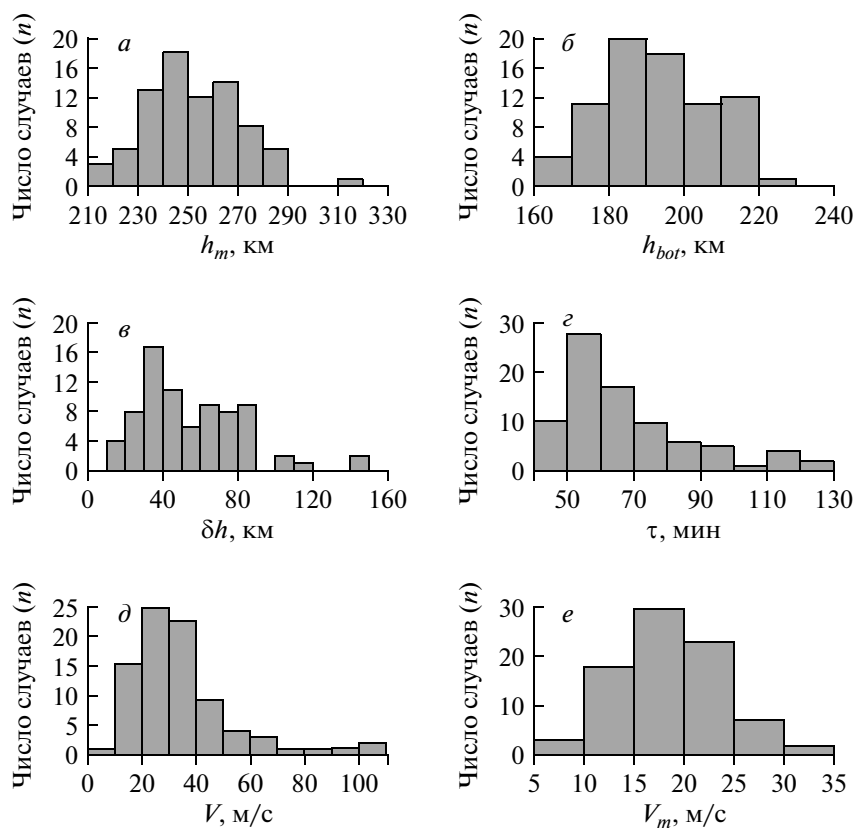


Рис. 3. Распределения $h_m F$, $h_{bot} F$, δh , τ и V (а, б, в, г, д), построенные по данным 83-х сеансов наблюдения за 2000–2009 гг., и распределение V_m , полученное из модели термосферного ветра (е).

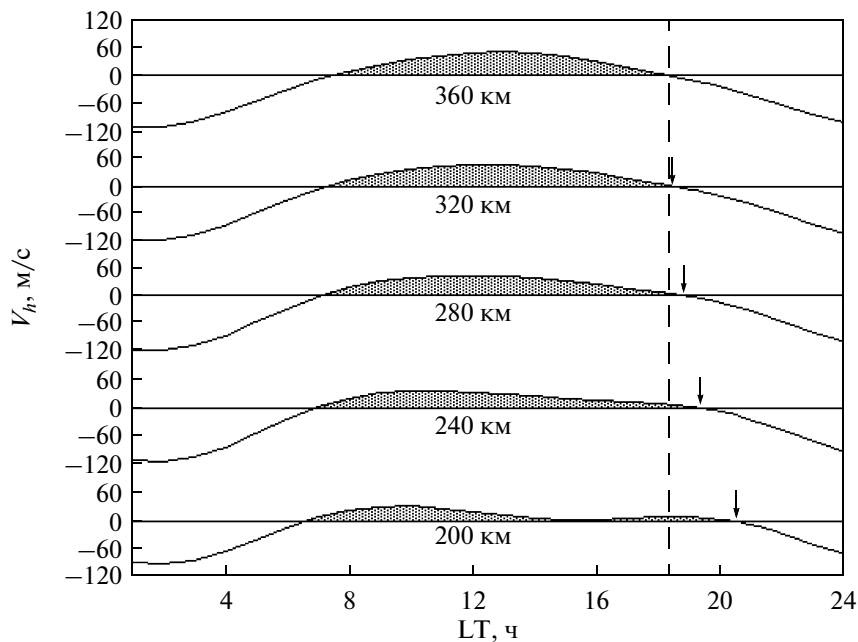


Рис. 4. Суточное поведение термосферного ветра на ряде высот, рассчитанное из модели HWM93.

толщины слоя δh (рис. 3в) равно 55.3 км. Таким образом, в среднем происходит удвоение толщины слоя из-за запаздывания начала увеличения высоты основания слоя относительно начала увеличения высоты максимума, что должно приводить к ускоренному падению электронной концентрации в максимуме.

Согласно выводам работы [Кринберг и Тащилин, 1984], убывающая дневная электронная концентрация после выключения дневного источника ионизации описывается выражением

$$NmF2^{(1)} \approx NmF2(t_0) \exp[-(t - t_0)/\tau],$$

где $NmF2(t_0)$ — плотность электронов в момент t_0 , когда выключается источник фотоионизации, и τ — характеристическое время плазменных потерь в максимуме слоя. Характеристическое время потерь вблизи максимума слоя оказывается порядка времени рекомбинации, которое в переходное ото дня к ночи время должно составлять в среднем $\tau \approx 2$ ч. Рассчитанное из гистограммы (рис. 3е) среднее измеренное характеристическое время на участке быстрого падения $NmF2$ равно $\tau = 68.4$ мин. Таким образом, перераспределение плазмы по возросшей вдвое толщине слоя приводит к уменьшению вдвое характеристического времени потерь в максимуме слоя.

Для сравнения значений полученных нами вертикальных скоростей перемещения узла с данными модели HWM90 (<http://128.183.114.83/models/atmospheric/hwm93/>), было рассчитано суточное поведение меридиональной компоненты ветра на ряде вы-

сот (рис. 4). Входными параметрами для расчета на модели являются географические координаты места, дата, Ap -индекс и значение $F10.7$. Нами была выбрана конкретная дата 12 ноября 2005 г., характеризующаяся низкой магнитной активностью ($Ap = 12$), поскольку большая часть анализируемого в работе экспериментального материала относится к периодам низкой магнитной активности. Положительные значения скорости соответствуют ветру, направленному на север, отрицательные значения соответствуют экваториальному направлению. Стрелки указывают моменты инверсии направления ветра с полярного на экваториальное. Разность между моментами инверсии позволяет оценить среднюю вертикальную скорость перемещения узла \mathbf{n} в высотных интервалах 320–360 км, 280–320 км, 240–280 км и 200–240 км, которая составила соответственно 83, 42 и 10 м/с.

Получение модельного распределения вертикальных скоростей перемещения узла \mathbf{n} проводилось следующим образом. Значения модельных скоростей, приведенные выше, были присвоены высотам 340, 300, 260 и 220 км, и через них в системе координат $h-V$ была проведена парабола для определения скорости на произвольной высоте в интервале 200–340 км. Далее, используя высотную зависимость модельных скоростей, из гистограммы, представляющей распределение h_m (рис. 3а), строилось распределение V_m (рис. 3е). Сравнивая распределения V и V_m (рис. 3д, е), можно заключить, что модельное распределение скоростей занимает меньший диапазон и его максимум смещен к мень-

шим значениям по сравнению с распределением, полученным из данных измерений. Причины этих расхождений пока не ясны и требуют дальнейшего изучения.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрена роль высотного градиента скорости меридионального термосферного ветра в поведении параметров $F2$ -слоя ионосферы при ночном повышении электронной концентрации. Разработан новый метод оценки вертикальной фазовой скорости узла меридионального термосферного ветра на основе данных наземного вертикального зондирования ионосферы. Метод основан на измерении времени запаздывания момента инверсии направления меридионального термосферного ветра на высоте основания $F2$ -слоя ионосферы относительно момента на высоте максимума слоя. На основе результатов обработки данных вертикального зондирования ионосферы в Алма-Ате за 2000–2009 г. получены статистические характеристики поведения ряда параметров $F2$ -слоя в переходное время суток при ночном повышении электронной концентрации и обсуждена роль высотного градиента меридионального термосферного ветра в поведении полутолщины слоя, скорости потерь ионосферной плазмы при выключенном дневном источнике фотоионизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Карпов И.В., Бессараб Ф.С. Модельное исследование динамики приливных вариаций на высотах средней термосферы в период геомагнитных возмущений // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 45. № 2. С. 255–262. 2005.
- Кринберг И.А., Тащилин А.В.. Ионосфера и плазмосфера. М.: Наука, 190 с. 1984.
- Яковец А.Ф., Водяников В.В., Гордиенко Г.И., Литвинов Ю.Г. Вертикальная структура среднеширотного зимнего слоя $F2$ ионосферы во время послеполуночных увеличений $N_m F2$ // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 49. № 4. С. 514–521. 2009.
- Balan N., Kawamura S., Nakamura T., Yamamoto M., Fukao S., Oliver W.L., Hagan M.E., Aylward A.D., Alleyne H. Simultaneous mesosphere-lower thermosphere and thermospheric F region observations using middle and upper atmosphere radar // J. Geophys. Res. V. 111. A10S17. doi: 10.1029/2005JA011487.
- Chimonas G. Wind component exchange and the rapid vertical movement of a sporadic E layer // J. Geophys. Res. V. 78. № 25. P. 5636–5639. 1973.
- Forbes J.M. Tidal and Planetary Waves, Geophysical Monograph 87, Eds. R.M. Johnson, T.L. Killeen. American Geophysical Union, 356 p. 1995.
- Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G. et al. // Revised global model of thermospheric winds using satellite and ground-based observations // J. Geophys. Res. V. 96. № A5. P. 7657–7688. 1991.
- Miller K.L., Hedin A.E., Wilkinson P.J., Torr D.J., Richards P.L. Neutral winds derived from IRI parameters and from the HWM87 wind model for the Sundial campaign of September, 1986 // Adv. Space Res. V. 10(8). P. 99–102. 1990.
- Müller-Wodarg, Aylward A.D., Fuller-Rowell. Tidal oscillations in the thermosphere: a theoretical investigation of their sources // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 63. № 7. P. 899–914. 2001.
- Rishbeth H. Thermospheric winds and F -region: A review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 34. № 1. P. 1–47. 1972.
- Titheridge J.E. Ionogram analysis with the generalised program POLAN. Boulder. CO USA. National Geophysical Data Center. 189 p. 1985.
- Titheridge J.E. Winds in the ionosphere – A review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 57. № 14. P. 1681–1714. 1995.
- Whitehead J.D. Recent work on mid-latitude equatorial sporadic- E // J. Atmos. Terr. Phys. V. 51. № 5. P. 401–424. 1989.
- Williams P.J.S. Tides, Atmospheric Gravity Waves and Traveling Disturbances in the Ionosphere, in Modern Ionospheric Science. Ed. H. Kohl, R. Ruster and K. Schlegel. Katlenburg-Lindau, Germany: European Geophysical Society. 560 p. 1996.