

УДК 550.383

ВЫСОТНЫЕ ПРОФИЛИ АМПЛИТУД КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПЕРЕМЕЩАЮЩИХСЯ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

© 2013 г. А. Ф. Яковец, В. В. Водяников, Г. И. Гордиенко, Ю. Г. Литвинов

Институт ионосферы, АО Национальный центр космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан
e-mail: artyak40@mail.ruПоступила в редакцию 14.11.2012 г.
После доработки 23.01.2013 г.

Проанализированы ночные высотные профили амплитуд крупномасштабных перемещающихся ионосферных возмущений (КМ ПИВ), полученные по данным вертикального зондирования в Алма-Ате ($76^{\circ}55' \text{ E}$, $43^{\circ}15' \text{ N}$) за период 2000–2007 гг. Высотные профили получены из временных вариаций электронной плотности $N_h(t)$ на серии высот F -области ионосферы с высотным шагом 10 км. Всего было проведено 1166 ночных наблюдений, из которых 581 ночь характеризовалась волновой активностью. Для анализа были выбраны ночи с максимальной амплитудой вариаций $N_h(t)$, превышающей 25%. Общее число таких ночей составило 63, при этом КМ ПИВ наблюдались как в магнитоспокойные, так и магнитоактивные периоды. Получены регрессионные соотношения между высотой максимума области F и высотой, которой соответствовала максимальная абсолютная амплитуда волны, а также между значениями максимальной амплитуды на высотном профиле и значением амплитуды вариаций $N_m F(t)$ в максимуме слоя.

DOI: 10.7868/S0016794013050179

1. ВВЕДЕНИЕ

Крупномасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (КМ ПИВ) вызываются атмосферными гравитационными волнами (АГВ), генерируемыми в полярных районах во время геомагнитных возмущений [Hunsucker, 1982], когда быстрое усиление авроральных электроджетов приводит к нагреву атмосферы. Процесс быстрого расширения и последующего сжатия атмосферы генерирует АГВ, распространяющуюся к экватору и вызывающую появление КМ ПИВ на пути ее распространения. Распространение АГВ в нейтральной атмосфере и их ионосферное проявление изучалось как экспериментально, так и теоретически в течение многих лет. Результаты этих исследований сведены в ряде обзорных работ [Yeh and Liu, 1974; Hunsukker, 1982; Hocke and Schlegel, 1996]. В работе [Tsugawa et al., 2004] на основе анализа данных GPS приемников показано, что существует заметная вероятность (28% от полного числа) наблюдения КМ ПИВ и при спокойных магнитных условиях ($Kp \leq 3$). Типичные параметры КМ ПИВ в F -области ионосферы представляют следующие величины: периоды занимают диапазон 40 мин – 3 ч; горизонтальные длины волн – 1000–3000 км; фазовые скорости – 400–1000 м/с. Значительное число работ посвящено измерению этих параметров при различных геомагнитной и солнечной активностях, однако работ, посвященных результатам измерения вы-

сотных профилей амплитуд, сравнительно немного [Федоренко и др., 2011; Vlasov et al., 2011; Бурмака и Черногор, 2012]. Важность этого параметра определяется тем, что он позволяет исследовать механизмы распространения АГВ на дальние расстояния. Например, Федоренко и др., [2011] в рамках концепции волноводного распространения АГВ по форме высотного профиля оценили высоту расположения волновода и эффективные размеры его поперечного сечения. Следует отметить заметные расхождения в экспериментальных данных, полученных разными авторами. Если в работах [Vlasov et al., 2011; Бурмака и Черногор, 2012] максимальная амплитуда возмущений наблюдалась вблизи 200 км, то в работе [Федоренко и др., 2011] по данным шестидневных наблюдений на харьковском радаре некогерентного рассеяния показано, что высоты, соответствующие максимальной амплитуде возмущений, распределены между 200 и 400 км. Расхождения результатов, полученных в этих работах, по-видимому, можно объяснить разной геомагнитной обстановкой, в которой проводились измерения. Наблюдения [Vlasov et al., 2011; Бурмака и Черногор, 2012] проводились при низкой геомагнитной активности, а часть сеансов наблюдений [Федоренко и др., 2011] совпала с очень большой магнитной бурей 8–10 ноября 2004 г. Поэтому изучение поведения высотных профилей амплитуд КМ ПИВ на временном интервале,

включающем все фазы солнечной активности и разные уровни геомагнитной возмущенности, представляет значительный интерес.

Настоящая работа посвящена анализу поведения высотных профилей амплитуд КМ ПИВ над ст. Алма-Ата в 2000–2007 гг., полученных во второй половине 23-го цикла солнечной активности в широком диапазоне изменения солнечной и геомагнитной активностей.

2. ОПИСАНИЕ АППАРАТУРЫ, МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ И РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Ночные наблюдения КМ ПИВ в F -области ионосферы проводятся в Институте ионосферы (Алма-Ата $76^{\circ}55' E$, $43^{\circ}15' N$) на цифровом ионозонде “ПАРУС”, сопряженном с компьютером, предназначенным для сбора, хранения и обработки ионограмм в цифровом виде. Информация, необходимая для расчетов разнообразных параметров КМ ПИВ, считывается с ионограмм полуавтоматическим методом. Зондирование ионосферы проводится каждые 5 мин. Длина ночных сеансов измерений изменяется в зависимости от сезона и составляет ~ 8 – 12 ч. С ионограмм считываются значения действующих высот отражения $h'(t)$ радиосигнала на ряде фиксированных рабочих частот зондирования и значения критических частот foF . Дальнейшая обработка включает в себя расчет высотных распределений электронной плотности ($N(h)$ -профилей) методом Титериджа [Titheridge, 1985] и получение на их основе вариаций ряда параметров F -области (электронной плотности на фиксированных высотах $N_h(t)$; плотности в максимуме слоя $N_mF(t)$; высоты максимума слоя $h_mF(t)$ и др.). Ионозонд обеспечивает точность считывания $h'(t) \sim 2.5$ км и точность считывания $foF \sim 0.05$ МГц. Выбор ночного периода суток для наблюдений был обусловлен тем, что КМ ПИВ с большими амплитудами вариаций ионосферных параметров на средних широтах наблюдаются в основном в ночное время [Najkowicz, 1990; Ashkaliev et al., 2003; Карпачев и Деминова, 2004]. За период 2000–2007 гг. было проведено 1166 ночных наблюдений, при этом 581 ночь характеризовались волновой активностью [Яковец и др., 2011]. Вариации $N_h(t)$ на серии высот h позволяли определять форму высотного профиля амплитуд $A(h)$ с максимальной абсолютной амплитудой A_m . Для анализа мы выбрали сеансы наблюдений, во время которых были зарегистрированы КМ ПИВ с относительной амплитудой (δ_h), превышающей 25%, на высоте, соответствующей A_m . Здесь $\delta_h = A(h)/N(h)$, где $A(h)$ – абсолютная амплитуда волны на высоте h и $N(h)$ – величина невозмущенной электронной плотности на данной высоте. Выбор сеансов наблюдений, в течение кото-

рых были зарегистрированы КМ ПИВ с большими абсолютными и относительными значениями амплитуд, обеспечивал высокую точность построения высотных профилей амплитуд даже вблизи высот основания слоя, которые характеризуются малыми значениями $A(h)$ и $N(h)$. Всего таких сеансов оказалось 63 (5.4% от общего числа наблюдений). Эти сеансы были разделены на две группы в соответствии с максимальной величиной геомагнитных возмущений, имевших место во временном интервале, начинающемся за несколько часов до начала сеанса наблюдений и оканчивающемся в конце сеанса. Общее число наблюдений с умеренной и большой геомагнитной активностью ($Dst \leq -50$ нТ) оказалось 26, при этом 12 ночей характеризовались большими геомагнитными бурями ($Dst \leq -100$ нТ). 37 наблюдений характеризовались низкой магнитной активностью ($Dst > -50$ нТ).

На рисунке 1а, б представлены примеры вариаций электронной плотности $N_h(t)$ для ночей 31 мая–1 июня 2001 г. и 30–31 августа 2004 г. на серии высот с расстоянием между соседними высотами 10 км для условий низкой ($Dst = -12$ нТ) и высокой ($Dst = -129$ нТ) геомагнитной активности соответственно. Нижняя кривая соответствует высоте основания слоя ($h = 190$ км). Верхняя (жирная) кривая соответствует вариациям $N_mF(t)$ в максимуме слоя h_mF . На рисунке представлены сглаженные вариации плотности с отфильтрованными высокочастотными флуктуациями. Для удаления из первичных данных $N_h(t)$ высокочастотных составляющих как ионосферного происхождения, так и вызванных шумом, возникающим в процессе обработки данных, осуществлялась низкочастотная фильтрация рядов с применением скользящего окна длительностью $T = 30$ мин. Вариации $N_h(t)$, приведенные на рис. 1б, можно связать с большой магнитной бурей с внезапным началом, главная фаза которой началась в 04:00 UT и закончилась в 23:00 UT 30 августа 2004 г., когда Dst -индекс достиг значения -129 нТ. Если полагать, что КМ ПИВ начались в $\sim 22:00$ LT (17:00 UT) и учесть, что обычное время распространения возмущений от полярных до средних широт составляет ~ 2 – 3 часа [Hunsucker, 1982], то оказывается, что АГВ, приведшие к появлению КМ ПИВ, были сгенерированы вблизи середины главной фазы бури, когда Dst -индекс достиг ~ -70 нТ. Вариации электронной плотности, представленные на рисунке, демонстрируют особенность, характерную для большинства сеансов, в которых наблюдались КМ ПИВ. Особенность заключается в том, что КМ ПИВ в вариациях $N_mF(t)$ проявляются значительно слабее, чем в вариациях $N_h(t)$ на фиксированных высотах, расположенных ниже высоты максимума слоя. Причины такой высотной зависимости реакции ионосферы на прохождение АГВ рассмотрены в работе [Яковец и др., 2008].

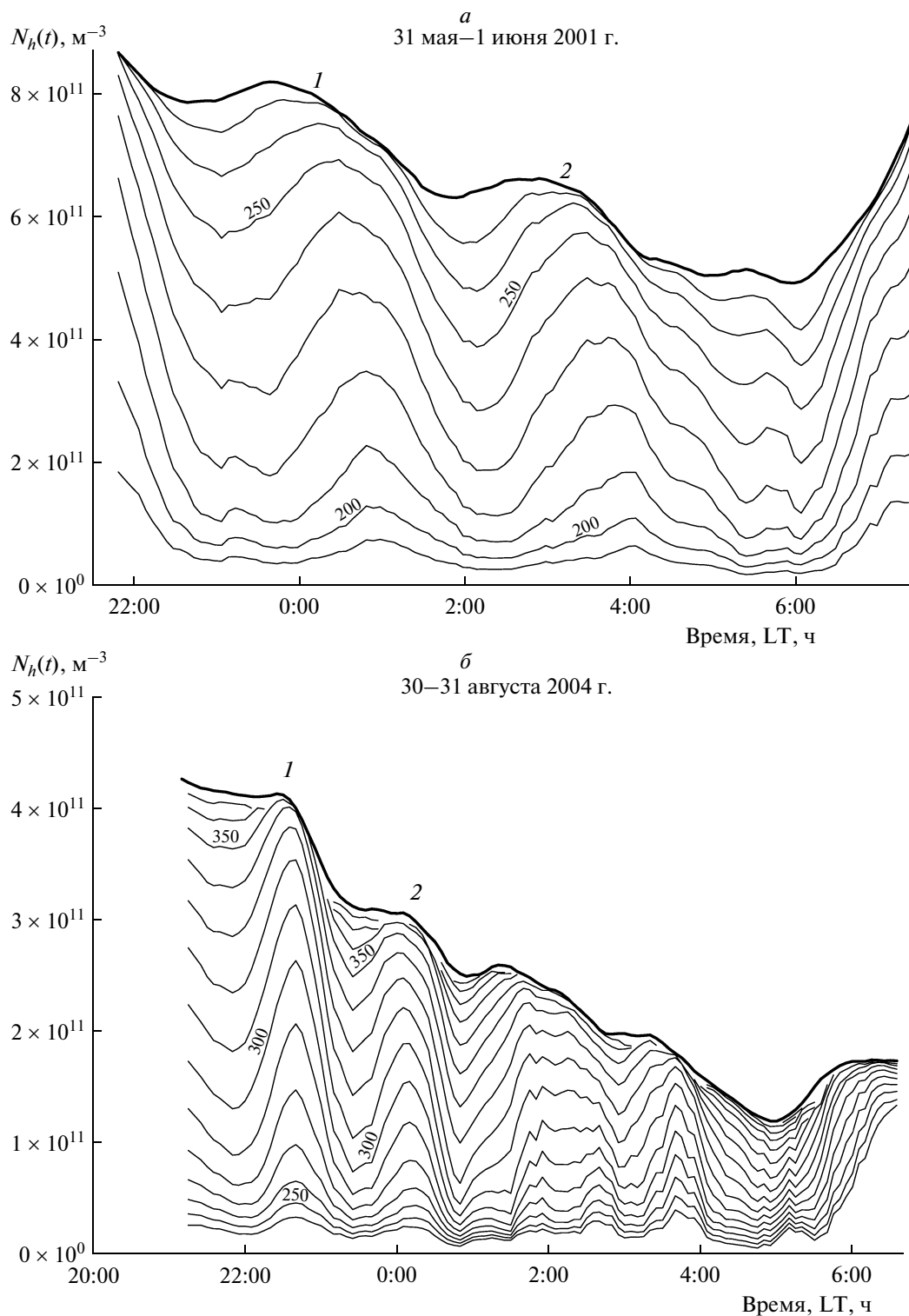


Рис. 1. Примеры вариаций электронной плотности $N_h(t)$ для ночей 31 мая–1 июня 2001 г. и 30–31 августа 2004 г. на серии высот с расстоянием между соседними высотами 10 км для условий низкой ($Dst = -12$ nT) (*a*) и высокой ($Dst = -129$ nT) (*b*) геомагнитной активности соответственно.

На рисунке 2*a, б* представлены высотные профили абсолютных и относительных амплитуд возмущений 1, 2, рассчитанные из вариаций

$N_h(t)$, помещенных на рис. 1*a, б* соответственно. Высотные профили амплитуд возмущений строились для каждой периодической волны, зафиксиро-

рованной в течение сеанса измерений. На рисунке 1а, б отчетливо видны по две волны, которые обозначены цифрами 1 и 2. В сеансе 31 мая–1 июня 2001 г. высота, соответствующая максимальной абсолютной амплитуде, как для волны 1, так и для волны 2, равна 240 км, при этом средняя высота максимума слоя составляла 280 км. В сеансе 30–31 августа 2004 г. высоты, соответствующие максимальной абсолютной амплитуде, как для волны 1, так и для волны 2, составляли 310–320 км, при этом средняя высота максимума слоя составляла 370 км. Высотные профили абсолютных амплитуд волн 1, 2, представленных на рис. 1а, очень близки, хотя профили относительных амплитуд несколько отличаются. Это отличие вызвано суточным трендом $N_h(t)$. Высоты, соответствующие максимальным значениям абсолютных амплитуд, превышают высоты, соответствующие максимальным значениям относительных амплитуд. Для сеанса 30–31 августа профили для волн 1, 2 различаются как для относительных, так и абсолютных амплитуд. Общим свойством для волн, представленных на рис. 1а, б и для всех остальных проанализированных сеансов, является то, что высоты, соответствующие максимальным значениям абсолютных амплитуд, превышают высоты, соответствующие максимальным значениям относительных амплитуд. При этом интервал изменения высот максимума профилей для всего массива анализируемых сеансов весьма широк. Для оценки этого интервала обратимся к рис. 3а, б, где построены диаграммы рассеяния между высотой, соответствующей максимальной абсолютной амплитуде h_{Am} , и высотой максимума $h_m F2$ слоя для низкой (а) и высокой (б) магнитной активности. Рассчитанные методом наименьших квадратов линии регрессии изображены сплошными линиями. Их выражения и значения коэффициентов корреляции ρ представлены в верхней части рисунков. Из рисунков следует, что между h_{Am} и $h_m F$ существует хорошая корреляция. Среднее расстояние между ними изменяется от ~45 км для $h_m F = 280$ км до ~80 км для $h_m F = 380$ км для низкой магнитной активности. Для высокой магнитной активности это расстояние изменяется от ~45 км для $h_m F = 280$ км до ~95 км для $h_m F = 450$ км. Из рисунков следует, высоты h_{Am} занимают интервал от 220 до 300 км для низкой активности и от 230 до 370 км – для высокой. Это свидетельствует о том, что при высокой магнитной активности F -область располагается на высотах, заметно превышающих ее высоты при низкой активности; при этом увеличивается толщина слоя [Pedatella et al., 2009].

На рисунке 4а, б построены диаграммы рассеяния между относительной амплитудой вариаций электронной плотности в максимуме слоя δ_{hm} и относительной амплитудой вариаций на высоте,

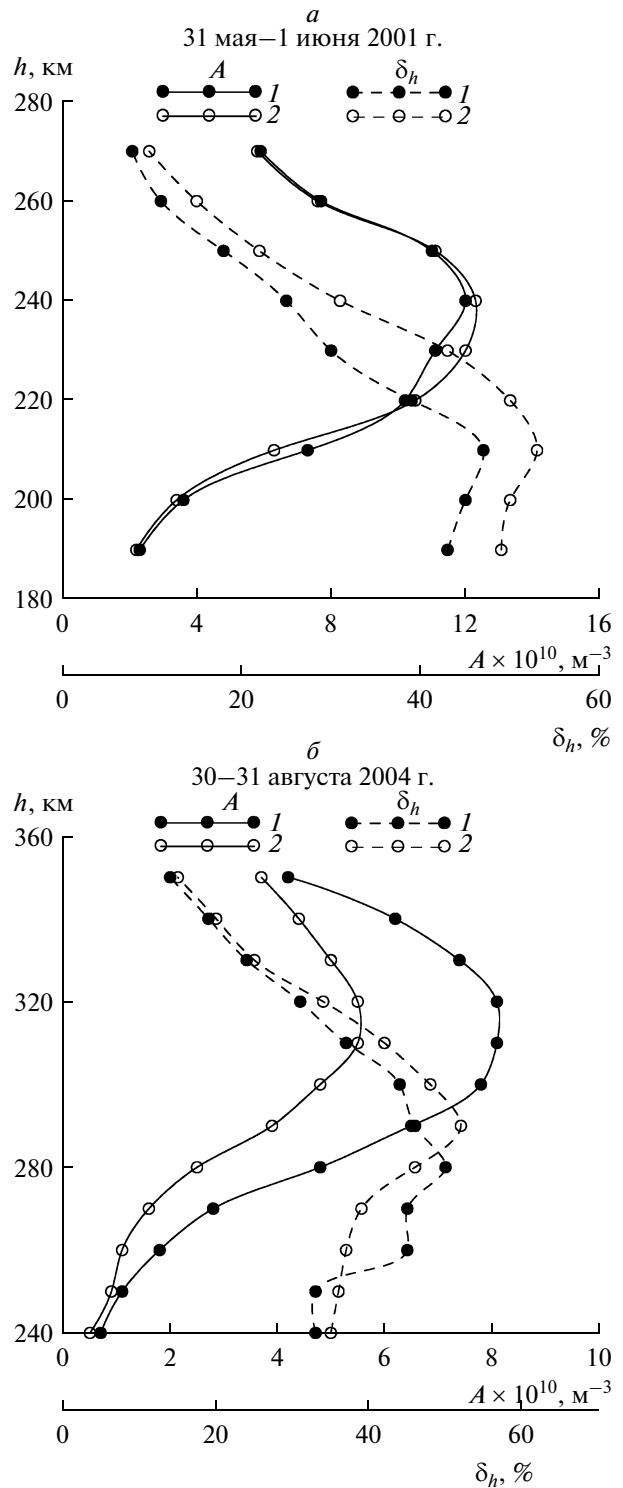


Рис. 2. Высотные профили абсолютных (непрерывные линии) и относительных (штриховые линии) амплитуд возмущений 1 (точки) и 2 (кружки) для КМ ПИВ, зарегистрированных ночью 31 мая–1 июня 2001 г. (а) и 30–31 августа 2004 г. (б).

соответствующей максимальной абсолютной амплитуде δ_{Am} для низкой (а) и высокой (б) магнитной активности. Рассчитанные методом наи-

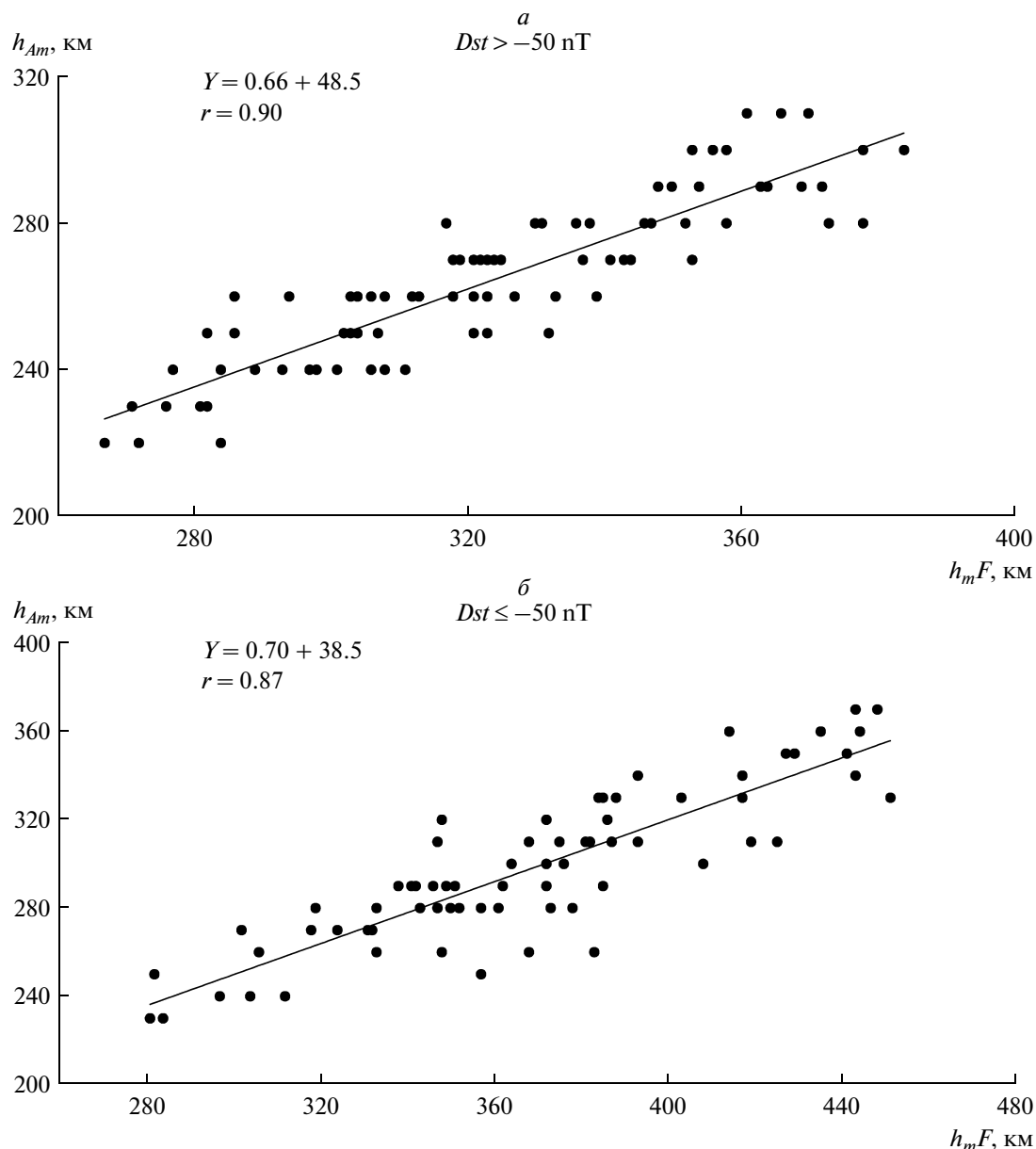


Рис. 3. Диаграммы рассеяния между высотой, соответствующей максимальной абсолютной амплитуде h_{Am} , и высотой максимума h_mF2 слоя для низкой (а) и высокой (б) магнитной активности.

меньших квадратов линии регрессии изображены сплошными линиями. Их выражения и значения коэффициентов корреляции ρ представлены в верхней части рисунков. Из рисунков следует, что между указанными параметрами наблюдается умеренная корреляция. При изменении δ_{Am} от 25 до 80% среднее значение δ_{hm} изменяется от 5.85 до 15.75% для низкой магнитной активности и от 7.7 до 14.3% — для высокой. Это свидетельствует о практически одинаковом наклоне линий регрессии и о том, что амплитуда вариаций в максимуме слоя в $\sim 4-5$ раз меньше максимальной амплитуды вариаций на фиксированной высоте.

3. ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящей работе нашел подтверждение тот факт, что КМ ПИВ на средних широтах могут наблюдаться как во время больших магнитных возмущений, так и в периоды спокойного геомагнитного поля. Если механизмы генерации АГВ в полярных областях во время геомагнитных возмущений достаточно хорошо разработаны, то механизмы генерации АГВ в магнитоспокойное время активно обсуждаются в настоящее время. Недавно в работе [Vadas and Liu, 2009] был исследован двухступенчатый механизм генерации, связанный с сильной конвективной неустойчиво-

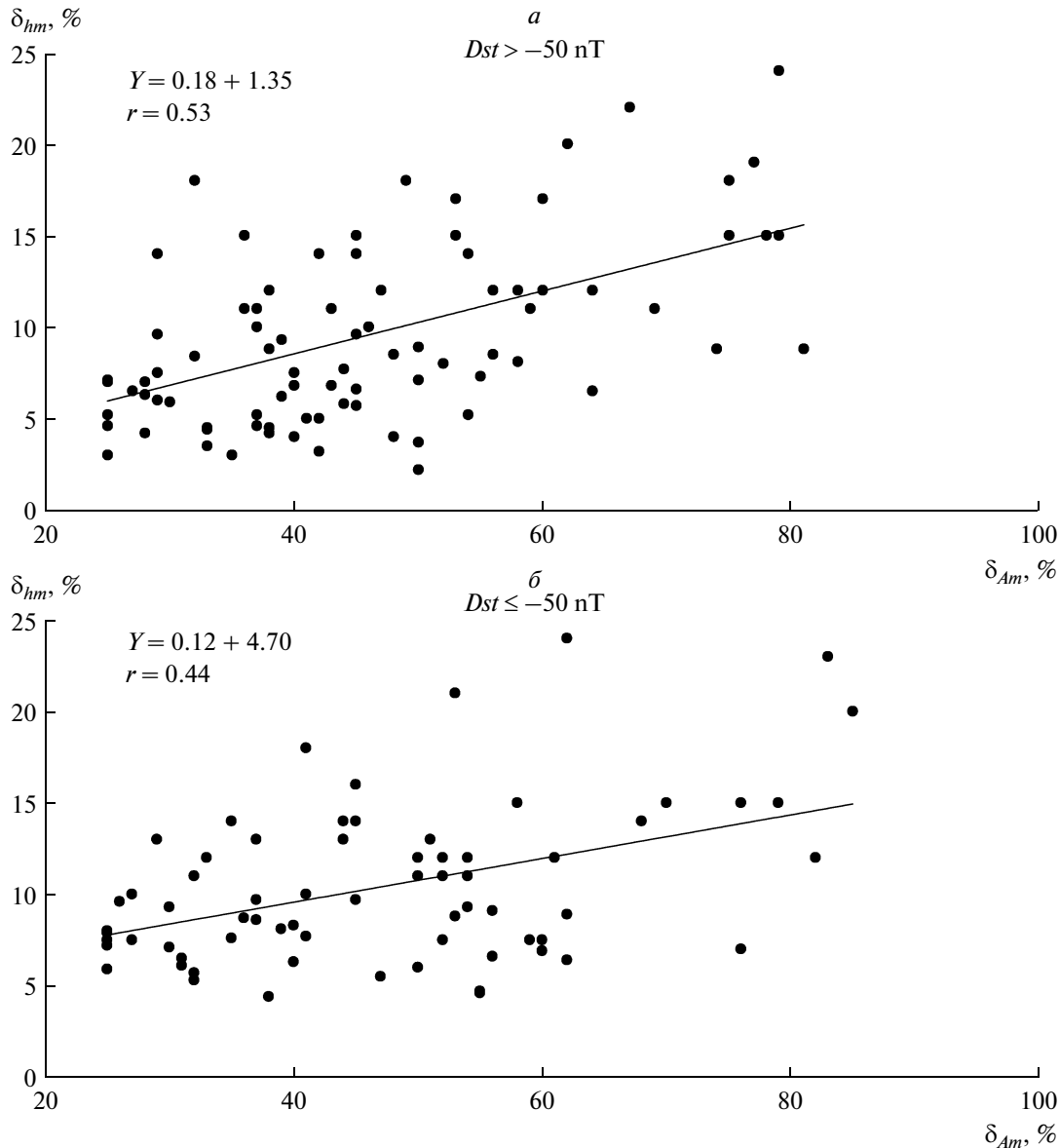


Рис. 4. Диаграммы рассеяния между относительной амплитудой вариаций электронной плотности в максимуме слоя δ_{hm} и относительной амплитудой вариаций на высоте, соответствующей максимальной абсолютной амплитуде δ_{Am} , для низкой (а) и высокой (б) магнитной активности.

стью в тропосфере, генерирующей мелко- и сред- немасштабные АГВ, диссипация которых на высотах 120–250 км приводит к образованию вторичных АГВ с горизонтальной длиной волны ~2000 км, периодом ~80 мин и возмущением полного электронного содержания ~8%. АГВ с такими параметрами приводят к образованию ионосферных возмущений, относящихся к типу КМ ПИВ. Этот механизм генерации АГВ функционирует независимо от геомагнитных условий. В работе было также показано, что не только конвективная неустойчивость может служить источником АГВ, но также и разрушение орографических атмосферных волн. Эти механизмы работают на

различных широтах, включая средние широты, поэтому они могут объяснить появление КМ ПИВ во время спокойных геомагнитных условий.

Если рассматривать параметры высотного профиля амплитуд, полученные в настоящей работе, в рамках концепции волноводного распространения АГВ, то параметры волновода (высота его центральной оси и толщина) близки к параметрам, полученным в работе [Федоренко и др., 2011]. Так, у нас высоты расположения центральной оси волновода находятся в интервале 220–450 км, а в работе [Федоренко и др., 2011] – в интервале 210–400 км. Толщина, или расстояние между горизонтальными стенками, высоты которых соответствуют амплиту-

дам $0.5 A_m$, у нас $\sim 50\text{--}100$ км, примерно такой же интервал — в работе [Федоренко и др., 2011]. Понятно, что такие значения толщины волновода накладывают ограничения на типы АГВ, которые могут распространяться по нему. Критическая длина волны, сравнимая с размером поперечного сечения волновода, ограничивает максимальную длину волны значениями $\sim 100\text{--}300$ км. Этот диапазон относится к среднемасштабным ПИВ. Для КМ ПИВ механизмы распространения АГВ носят характер, отличный от волноводного. В работах [Смертин и Намгаладзе, 1988; Millward et al., 1993] на основе модельных расчетов описан физический механизм распространения АГВ, сгенерированных в полярных областях, к средним широтам. АГВ при достижении ими средних широт имеют длину волны, превышающую 1000 км. Для такой волны движение нейтрального газа на высотах F -области представляет осцилляции горизонтального ветра, дующего вдоль меридиана на юг в течение прохождения над местом наблюдения одной полуволны, и на север — в течение прохождения над местом наблюдения последующей полуволны. Благодаря соударениям нейтралов с ионами замагниченной плазмы она вовлекается в движение вдоль магнитных силовых трубок. Периодическое изменение направления меридионального ветра заставляет плазму двигаться вдоль магнитных силовых линий вверх и вниз, приводя к периодическим колебаниям высоты максимума F -области и электронной плотности на фиксированных высотах. В работах [Ashkaliev et al., 2003; Яковец и др., 2008] результаты моделирования получили экспериментальное подтверждение.

Возможные причины того, что амплитуды вариаций электронной плотности в максимуме слоя значительно меньше максимальных амплитуд на фиксированных высотах, обсуждались в работах [Смертин и Намгаладзе, 1988; Яковец и др., 2008]. Смертин и Намгаладзе, [1988] отметили, что при однородности по высоте осцилляций термосферного ветра ночная F -область должна подниматься и опускаться как целое, без изменений формы высотного профиля $N(h)$. При этом вариации электронной плотности в максимуме слоя должны отсутствовать. Экспериментальные результаты работы [Яковец и др., 2008] показали, что периодические подъемы и опускания слоя сопровождаются периодическими вариациями полутолщины слоя, которые приводят к периодическому перераспределению плазмы по толщине слоя и, таким образом, к модуляции плотности в максимуме слоя. Если величина амплитуды вариаций $N_h(t)$ на фиксированных высотах определяется средним значением и высотным градиентом электронной плотности на этой высоте, то амплитуда в максимуме слоя, высота которого не сохраняет постоянного значения, а испытывает периодические вариации, определяется значени-

ем амплитуды вариаций полутолщины слоя. Полученные в настоящей работе высокие значения максимальных относительных амплитуд ионосферных возмущений не означают, что инициирующие их атмосферные возмущения имеют такую же большую амплитуду. Вычисления показали [Hocke and Schlegel, 1996], что возмущения нейтральной плотности с амплитудой 10% могут создать ионосферные возмущения с амплитудой 90%.

4. ВЫВОДЫ

Изучены высотные профили абсолютных и относительных амплитуд крупномасштабных перемещающихся ионосферных возмущений (КМ ПИВ), полученные по данным вертикального зондирования на ст. Алма-Ата ($76^\circ 55' \text{ E}$, $43^\circ 15' \text{ N}$) за период 2000–2007 гг. Высотные профили рассчитаны на базе данных о временных вариациях электронной плотности $N_h(t)$ на серии высот F -области с высотным шагом 10 км. Для анализа были выбраны ночи с максимальной амплитудой вариаций $N_h(t)$, превышающей 25%. Выбор сеансов наблюдений, во время которых наблюдались КМ ПИВ с большими абсолютными и относительными значениями амплитуд, обеспечил высокую точность построения высотных профилей амплитуд даже вблизи основания слоя, где малы и амплитуды, и фоновая электронная плотность.

Полученные регрессионные соотношения между высотой максимума области F $h_m F$ и высотой, которой соответствовала максимальная абсолютная амплитуда волны h_{Am} , показали, что: а) h_{Am} всегда находится ниже $h_m F$; б) между h_{Am} и $h_m F$ существует хорошая корреляционная связь; в) среднее расстояние между ними изменяется от ~ 45 км для $hmF = 280$ км до ~ 80 км для $hmF = 380$ км при низкой магнитной активности и от ~ 45 км для $hmF = 280$ км до ~ 95 км для $hmF = 450$ км — при высокой магнитной активности; г) высоты h_{Am} занимают интервал от 220 до 300 км при низкой активности и от 230 до 370 км — при высокой.

Полученные регрессионные соотношения между максимальной амплитудой вариаций электронной плотности на фиксированных высотах δ_{Am} и амплитудой вариаций $N_h(t)$ в максимуме слоя δ_{hm} показали, что между указанными параметрами наблюдается умеренная корреляция. При изменении δ_{Am} от 25 до 80% среднее значение δ_{hm} изменяется от 5.85 до 15.75% для низкой магнитной активности и от 7.7 до 14.3% — для высокой, что свидетельствует о том, что амплитуда в максимуме слоя в $\sim 4\text{--}5$ раз меньше максимальной амплитуды вариаций на фиксированной высоте. Дано объяснение этого эффекта на основе представления АГВ в виде осцилляций термосферного меридионального ветра.

Авторы выражают глубокую благодарность рецензенту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурмака В.П., Черногор Л.Ф. Волновые возмущения в ионосфере в течение продолжительного минимума солнечной активности // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 52. № 2. С. 197–210. 2012.
- Карпачев А.Т., Деминова Г.Ф. Планетарная картина эффектов крупномасштабных ВГВ в ионосфере во время бури 22 марта 1979 г. // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 44. № 6. С. 799–812. 2004.
- Смертин В.М., Намгаладзе А.А. О различии реакции ионосферы на воздействие внутренних гравитационных волн в дневных и ночных условиях // Изв. вузов. Т. 25. С. 577–579. 1982.
- Федоренко Ю.П., Федоренко В.Н., Лысенко В.Н. Экспериментальные параметры модели среднемасштабных перемещающихся ионосферных возмущений // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 1. С. 90–106. 2011.
- Яковец А.Ф., Водяников В.В., Гордиенко Г.И., Ашкалиев Я.Ф., Литвинов Ю.Г., Акасов С.Б. Отклик ночной среднеширотной ионосферы на прохождение атмосферной гравитационной волны // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 48. № 4. С. 511–517. 2008.
- Яковец А.Ф., Водяников В.В., Андреев А.Б., Гордиенко Г.И., Литвинов Ю.Г. Особенности статистических распределений перемещающихся ионосферных возмущений над Алма-Атой // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 5. С. 650–656. 2011.
- Ashkaliev Ya.F., Gordienko G.I., Jacobi Ch., Litvinov Yu.G., Vodyannikov V.V., Yakovets A.F. Comparison of travelling ionospheric disturbance measurements with thermosphere/ionosphere model results // Ann. Geophysicae. V. 21. P. 1031–1037. 2003.
- Hajkowicz L.A. Global study of large scale travelling ionospheric disturbances (TIDs) following a step like onset of auroral substorm in both hemispheres // Planet. Space Sci. V. 38. P. 913–923. 1990.
- Hocke K., Schlegel K. A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982–1995 // Ann. Geophysicae. V. 14. P. 917–940. 1996.
- Hunsucker R.D. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: A review // Rev. Geophys. V. 20. P. 293–315. 1982.
- Millward G.H., Moffet R.J., Quegam S., Fuller-Rowell T.J. Effect of an atmospheric gravity wave on the midlatitude ionospheric F layer // J. Geophys. Res. V. 98. P. 19173–19179. 1993.
- Pedatella N.M., Lei J., Larson K.M., Forbes J.M. Observations of the ionospheric response to the 15 December 2006 geomagnetic storm: Long-duration positive storm effect // J. Geophys. Res. V. 114, A12313, doi:10.1029/2009JA014568, 2009.
- Titheridge J.E. Ionogram analysis with the generalized program Polan. Boulder. CO USA: National Geophys. Data Center. 189 p. 1985.
- Tsugawa T., Saito A., Otsuka Y. A statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances using the GPS network in Japan // J. Geophys. Res. V. 109. A06302, doi:10.1029/2003JA010302. 2004.
- Vadas S.L., Liu H. Generation of large-scale gravity waves and neutral winds in the thermosphere from the dissipation of convectively generated gravity waves // J. Geophys. Res. V. 114. A10310, doi:10.1029/2009JA014108. 2009.
- Vlasov A., Kauristie K., van de Kamp M., Luntama J.-P., Pogoreltsev A. A study of travelling ionospheric disturbances and atmospheric gravity waves using EISCAT Svalbard radar IPY-data. Ann. Geophysicae. V. 29. P. 2101–2116. 2011.
- Yeh K. C., Liu C.H. Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere // Rev. Geophys. Space Phys. V. 12. P. 193–216. 1974.