

УДК 550.388,520.16+523.31+523.9:520.86

В. П. Бурмака¹, В. Н. Лысенко¹, Л. Ф. Черногор²

¹Інститут іоносфери Національної академії наук та Міністерства освіти і науки України, Харків

²Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, Харків

Результаты исследования волновых процессов в ионосфере при различных состояниях космической погоды

Надійшла до редакції 01.11.04

Вивчено хвильові збурення (ХЗ) з періодами 30—120 хв в діапазоні висот 125—500 км (в деяких експериментах 100—1000 км). Вимірювання загальною тривалістю більше 400 годин викопані при різних станах космічної погоди (в умовах спокійної іоносфери, протягом магнітних та іоносферних бур, а також двох затемнень Сонця). Показано, що ХЗ в іоносфері існують майже завжди. Вплив потужних джерел енерговиділення призводить до зміни характеру ХЗ, варіацій їхнього спектрального складу та амплітуд. Останні істотно варіюють протягом доби в залежності від стану космічної погоди. Відносні амплітуди ХЗ змінюються від одиниць до десятків процентів.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование волновых возмущений (ВВ) относится к одной из основных проблем физики атмосферы и геокосмоса [5, 6, 14, 19, 26, 33, 34]. Причины интереса к ним перечисляются в работах [3, 4].

Здесь отметим лишь, что ВВ занимают видное место в системном подходе к исследованию образования тектоносфера — атмосфера — ионосфера — магнитосфера (система ТАИМ) [22, 23]. Они не только переносят энергию и импульс в системе ТАИМ, а также служат индикатором состояния этой системы в целом и вариаций космической (и метеорологической) погоды в частности.

При изучении ВВ обычно решаются следующие задачи: 1) уточняется роль и проявления различных источников ВВ, 2) определяется величина переносимой ВВ энергии и импульса, 3) выявляется спектральный состав ВВ и его изменения при распространении ВВ, 4) уточняется роль ВВ во взаимодействии подсистем в системе ТАИМ, 5) по характеристикам ВВ изучаются физические про-

цессы в околоземной среде. ВВ могут быть инструментом дистанционной диагностики параметров атмосферы и ионосферы, поскольку дальность распространения ВВ достигает 1—10 тыс. км.

Волновое поле вариаций электронной концентрации $\Delta N(t, r)$ представляет собой результат интерференции большого числа волн с различными периодами (частотами), длинами волн, амплитудами, скоростями распространения, направлениями распространения и т. д. Более того, на квазирегулярные вариации ΔN накладываются случайные флуктуации. Часто, однако, в этом многообразии начинают преобладать ВВ с определенными периодами и амплитудами. Обычно задачей исследователя является выделение именно этих ВВ, так как они обладают наибольшей энергией и более всего влияют на процессы в среде и характеристики распространяющихся в ней радиоволн.

Целью настоящей работы является изложение результатов наблюдения методом некогерентного рассеяния (НР) волновых возмущений в ионосфере, вызванных вариациями космической погоды.

СРЕДСТВА НАБЛЮДЕНИЙ. МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ

Единственный в среднеширотной Европе радар НР расположен в Ионосферной обсерватории Института ионосферы вблизи г. Харькова (49°36' с. ш., 36°18' в. д.) [21]. Основные параметры радара следующие: частота — 158 МГц, диаметр параболической антенны — 100 м, эффективная площадь антенны — около 3700 м², коэффициент усиления антенны — около 10 000, ширина основного лепестка диаграммы направленности на уровне половинной мощности около 1°, импульсная и средняя мощности радиопередающего устройства — до 3.6 МВт и 100 кВт соответственно.

Для выявления ВВ использовалась методика, описанная нами в работе [4]. В качестве исходных выбирались высотно-временные зависимости НР мощности $P_s(z, t)$. После удаления тренда $\langle P_s \rangle$, вычисляемого на интервале времени 60 мин, создавались массивы $\delta P_s(z, t) = P_s - \langle P_s \rangle$. Они подвергались дальнейшему анализу. Для относительных амплитуд ВВ справедливо следующее соотношение: $\delta_N = \Delta N/N \approx \delta P_s/\langle P_s \rangle$.

ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В СПОКОЙНЫХ ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

В данном разделе рассмотрены суточные вариации амплитуд ВВ в дни весеннего и осеннего равноденствий, а также в летний и зимний сезоны. Для характеристики абсолютных ΔN_m и относительных амплитуд ВВ использовались зависимости $\delta P_s(t)$ и $\delta_N(t)$ соответственно. Первая из них пропорциональна ΔN , вторая — $\Delta N/N$.

Период весеннего равноденствия. В период весеннего равноденствия суточная зависимость $N(t)$ имела максимум вблизи местного полудня. Кроме того, через 7–10 ч после него на высотах 200–500 км наблюдался второй максимум примерно такой же величины, как и первый. Такое поведение $N(t)$ предопределяло и суточные вариации $\Delta N(t)$. Временные вариации δP_s и δ_N показаны на рис. 1. Сутки 22 марта 2003 г. относились к слабозмущенным ($K_p = 2-4$, $A_p = 16$), они пришлись на фазу релаксации ионосферной бури [9]. Видно, что амплитуда ВВ с увеличением высоты возрастала. С 4 до 18 ч на всех высотах, как правило, преобладали ВВ с периодами 40–50 мин. В ночное время амплитуда ВВ была в 2–5 раз меньше, чем в дневное время. Величина периода была примерно такой же, как и днем.

Относительные амплитуды ВВ, напротив, были максимальными (20–80 %) в темное время суток. На больших высотах (486–545 км) суточная зависимость выражена слабо, здесь почти все время $\delta_N \approx 40-80\%$. На высотах $z \leq 200$ км в ночное время оценки δ_N имели большую погрешность, которая иногда достигала 100 %.

Период осеннего равноденствия. Сутки 22 сентября 1998 г. относились к спокойным ($K_p = 1-3$, $A_p = 10$). Временные вариации δP_s и δ_N показаны на рис. 2. Так же, как и в период весеннего равноденствия, суточная зависимость $N(t)$ на высотах $z < 220$ км имела один максимум вблизи летнего полудня. На высотах $z \approx 220-500$ км наблюдалось два максимума. Второй из них приходился на интервал времени 15–18 ч, т. е. почти совпадал с периодом захода Солнца на высотах $z \approx 0-500$ км.

Суточные вариации амплитуд ВВ были значительными на высотах $z \leq 300$ км. Здесь они в дневное время в 2–5 раз были больше, чем в ночное время. На высотах $z \approx 320-500$ км суточные вариации амплитуд ВВ были менее значительными. На всех высотах ВВ имели преобладающий период $T \approx 30-40$ мин. Судя по значениям δP_s , ВВ были сильнее всего выражены в диапазоне высот 200–400 км.

Временные вариации относительных амплитуд ВВ были следующими. В диапазоне высот $z \approx 320-500$ км значения δ_N в дневное время находились в пределах 10–20 %, а в ночное время достигали нескольких десятков процентов. На высотах $z < 240$ км в темное время суток величина δ_N изменялась от 40 ± 15 до $60 \pm 35\%$. Большая погрешность в оценке δ_N на этих высотах обусловлена малым (≤ 0.1) значением отношения сигнал/шум. В светлое время суток здесь $\delta_N \sim 10\%$.

Зимний период. Рассмотрим суточный ход абсолютных и относительных амплитуд ВВ 17 декабря 2003 г., т. е. в период, близкий к зимнему солнцестоянию. Эти сутки были скорее спокойными, чем возмущенными ($K_p = 2-4$, $A_p = 10$).

В суточной зависимости $N(t)$ на высотах $z < 150$ км вблизи местного полудня наблюдался один максимум. Выше примерно на 4 ч раньше и на 4 ч позже полудня начали проявляться еще два максимума — утренний и вечерний. Продолжительность всплесков N была около 2 ч. На высотах $z > 300$ км ночные значения N , постепенно увеличиваясь, достигли дневных значений. Ночной максимум $N(t)$ имел место вблизи местной полночи. Продолжительность увеличения N в ночное время составляла около 8 ч.

Амплитуда ВВ на всех высотах в дневное время в 3–10 раз была больше, чем в ночное время (рис. 3). С увеличением высоты днем амплитуда сначала быстро увеличивалась в 2–3 раза, достигла своего максимального значения на высотах 200–250 км, а затем медленно уменьшалась. На высоте 510 км амплитуда ВВ была в 10–15 раз меньше, чем на высоте 200 км.

Относительная амплитуда ВВ на высотах $z < 200$ км в ночное время была в 2–5 раз больше, чем в дневное время, и составляла 10–50 %. На высотах 220–350 км δ_N днем была примерно в 2 раза больше, чем ночью, и достигала 20–50 %. В диапазоне высот 400–500 км суточная зависимость $\delta_N(t)$ выражена слабо. Здесь $\delta_N \approx 20$ –80 %.

В течение суток на всех высотах преобладали колебания с периодами 40–60 мин.

Летний период. Поведение амплитуд ВВ в летний период проиллюстрируем на примере результатов, полученных 12 августа 1999 г. (рис. 4). В этот день ионосфера была достаточно спокойной ($K_p = 2$ –3, $A_p = 10$).

В летнее время суточная зависимость $N(t)$ на высотах $z < 180$ км имела один максимум вблизи летнего полудня. С увеличением высоты постепенно проявлялись еще два максимума — ночной и вечерний, сдвинутые по отношению к дневному примерно на ± 10 ч. Важно, что вечерний максимум по своей величине всегда превышал ночной и даже дневной. Продолжительности всплесков N составляли около 3 ч.

Как видно из рис. 4, на высотах $z \leq 300$ км амплитуда ВВ в дневное время, как и в течение ночного и вечернего максимумов в зависимости $N(t)$, была в 2–3 раза больше, чем в остальное время суток. На высотах $z > 350$ –400 км суточные вариации ВВ выражены слабо. С увеличением высоты от 125 до 510 км для фиксированного интервала времени амплитуда сначала увеличивалась и достигла максимальных значений на высотах 250–260 км, а затем постепенно уменьшалась, на высоте 500 км стала примерно в 5 раз меньше своего максимального значения. Периоды преобладающих колебаний изменились от 30 до 60 мин. При переходе от темного времени суток к светлому и наоборот наблюдались вариации спектрального состава колебаний.

Относительные амплитуды ВВ в дневное время на всех высотах составляли 2–4 %. В ночное время они увеличивались в 2–10 раз на высотах $z = 340$ км. На больших высотах в течение суток $\delta_N(t) \approx 3$ –4 %.

ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ, СОПРОВОЖДАВШИЕ ИОНОСФЕРНУЮ БУРЮ

Ионосферная буря 20–21 марта 2003 г. описана в работе [9]. Ей предшествовали серия интенсивных рентгеновских вспышек 17, 18 и 19 марта и выбросы корональной массы. Их результатом явилась умеренная ($K_p = 5$, $D_{st\ min} \approx -57$ нТл) магнитная буря, которая началась внезапно около 05:00 20 марта. Заурядная магнитная буря сопровождалась уникальной двухфазной ионосферной бурей [9]. Положительная фаза наблюдалась в интервале времени 12:00–17:00, В течение следующего часа произошла смена фаз. С 18:00 20 марта и все сутки 21 марта имела место отрицательная фаза ионосферной бури.

Амплитуды ВВ δP , для 20, 21 и 22 марта приведены на рис. 5–7. Видно, что в дневное время 20 марта амплитуды ВВ в среднем в 1.5–2 раза превышали аналогичные характеристики для последующих суток. Это продолжалось примерно 14 ч. Важно, что верхняя высота, где это наблюдалось, на 80 км превышала соответствующие высоты для 21 и 22 марта. Иначе говоря, 20 марта сильные ВВ занимали больший диапазон высот. После внезапного начала МБ в интервале времени 05–09 ч на высотах 133–545 км наблюдались ВВ в основном с периодами 30–40 мин. Затем в течение 7 ч на высотах 192–427 км преобладали ВВ с периодами 60–120 мин. На протяжении всех суток 21 марта в диапазоне высот 192–427 км амплитуда ВВ была в 3–5 раз и 1.5–2 раза меньше, чем 20 и 22 марта соответственно.

Поведение относительной амплитуды ВВ δ_N было иным (см. рис. 1, 5–7). Днем 20 марта в диапазоне высот 320–545 км δ_N была в 1.5–4 раза меньше, чем 21, 22 и 23 марта. Значительно увеличилась δ_N утром и днем 21 марта, особенно на высотах 408–545 км. При этом $\delta_N \approx 40$ –80 %, тогда как в соседние дни $\delta_N \leq 20$ –30 %.

Пожалуй, наиболее интересным проявлением ионосферной бури, точнее ее отрицательной фазы, в ВВ было значительное увеличение δ_N 21–22 марта на высотах 500–600 км как в светлое, так и темное время суток.

ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ, СОПРОВОЖДАВШИЕ МАГНИТНЫЕ БУРИ

В этом разделе рассмотрены особенности ВВ, сопровождавших три магнитные бури. Первая из них, крайне сильная (по терминологии [22, 23] $K_p = 9$),

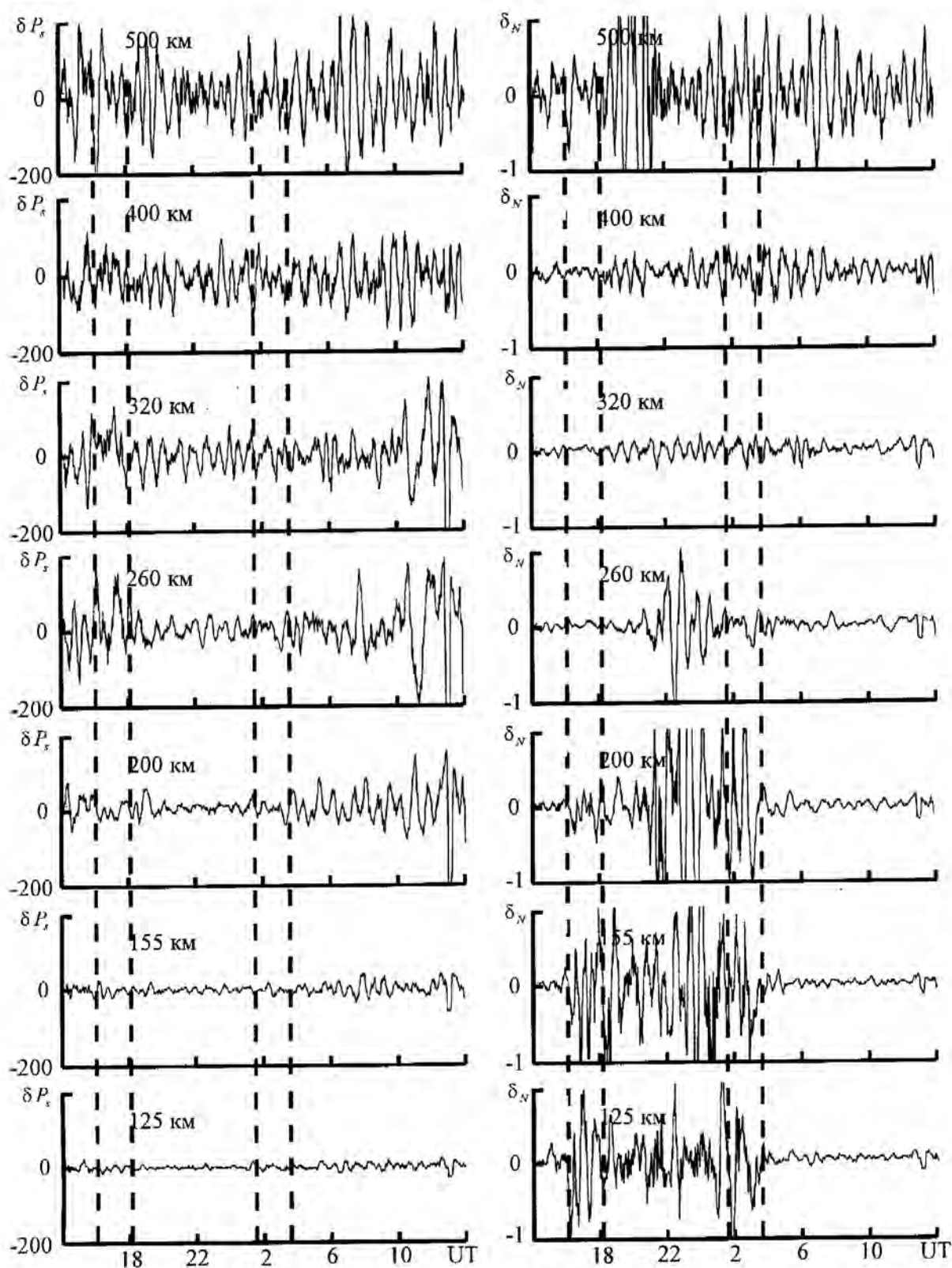


Рис. 1. Временные вариации амплитуд δ_N и относительных амплитуд δP_s ВВ в период весеннего равноденствия (22—23 марта 2003 г.). Здесь и далее пунктирными вертикальными линиями показаны моменты восхода и захода Солнца на высоте 450 км и на уровне Земли

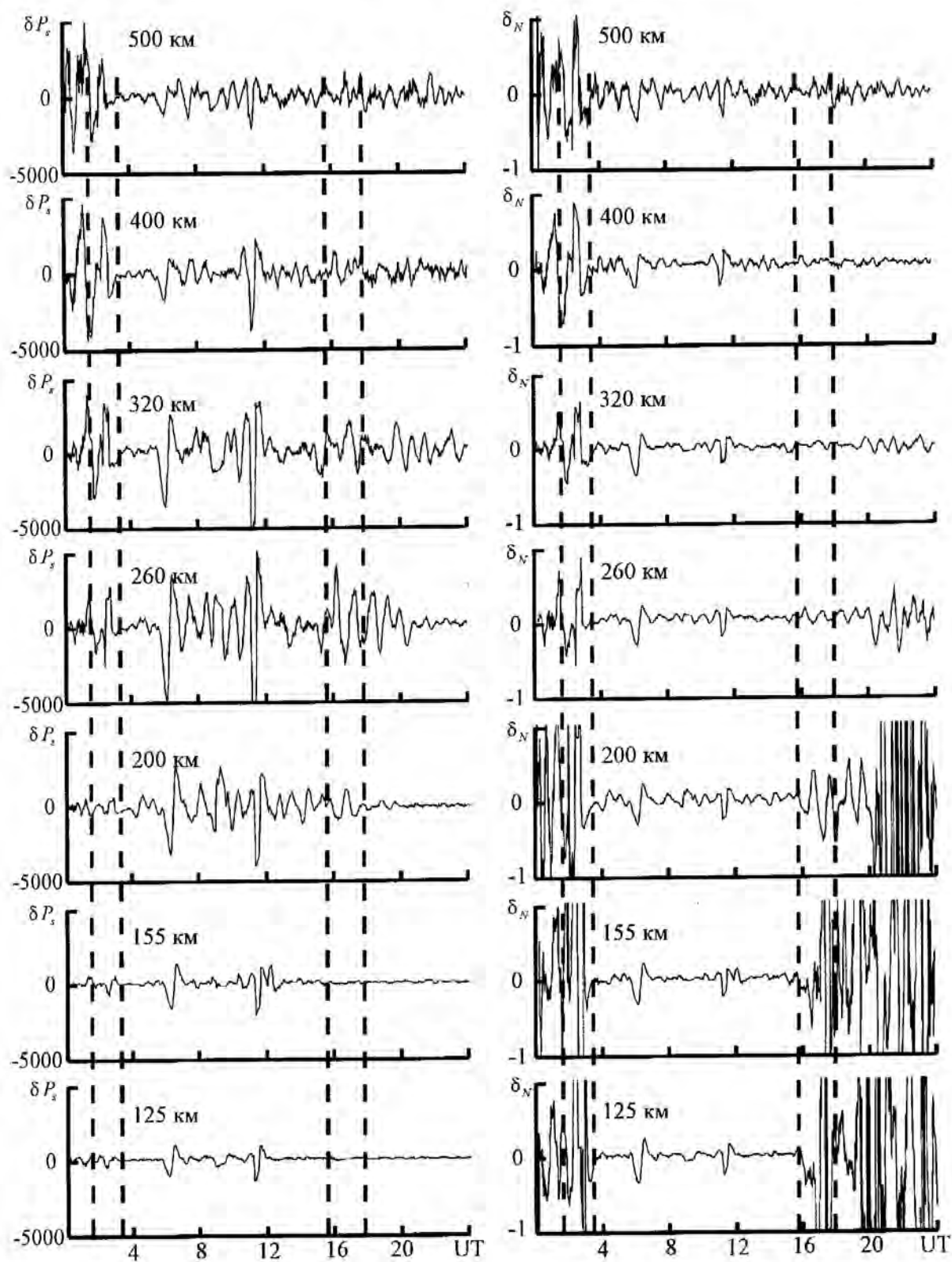


Рис. 2. То же для осеннего равноденствия (22 сентября 1998 г.)

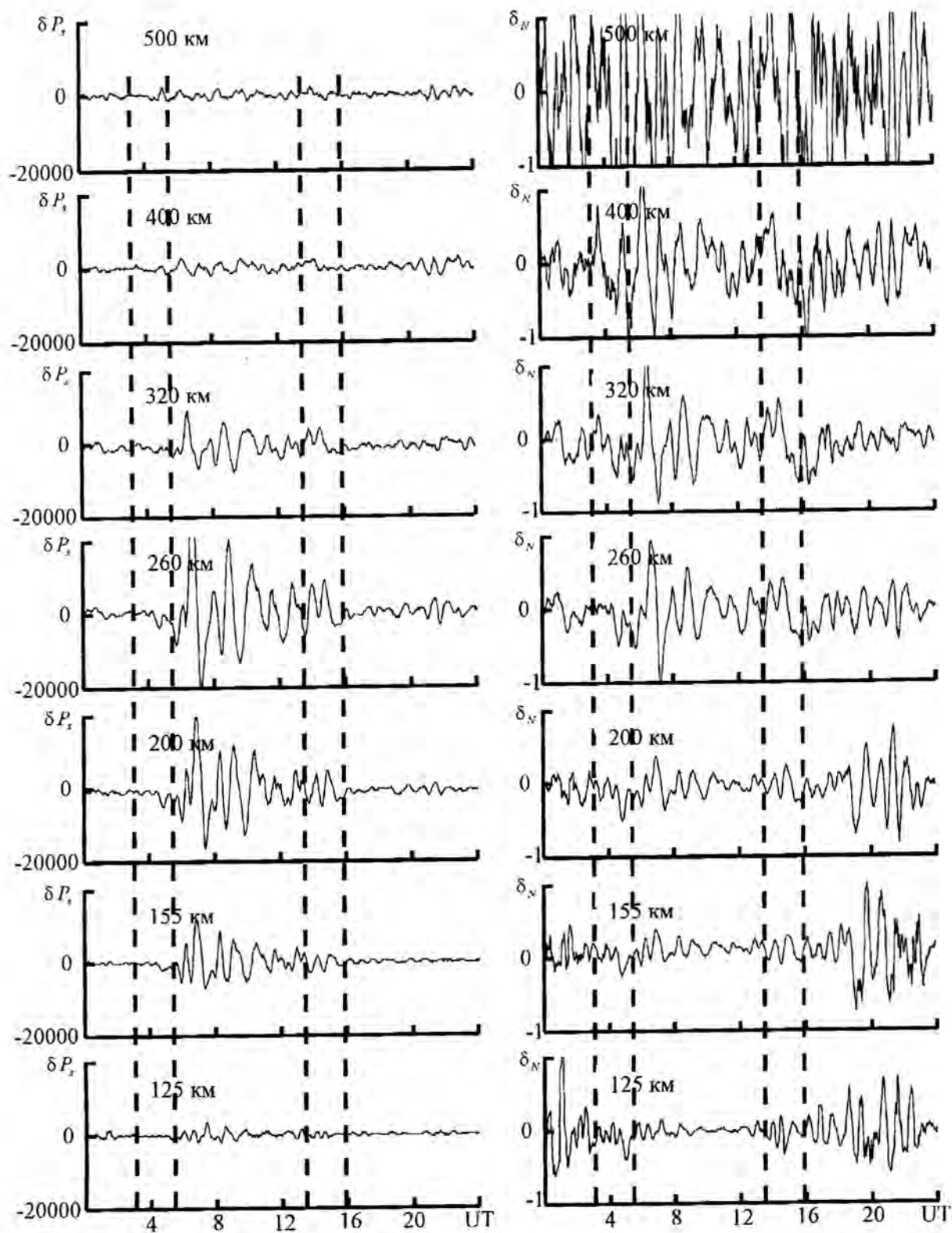


Рис. 3. То же для зимнего солнцестояния (17 декабря 2003 г.)

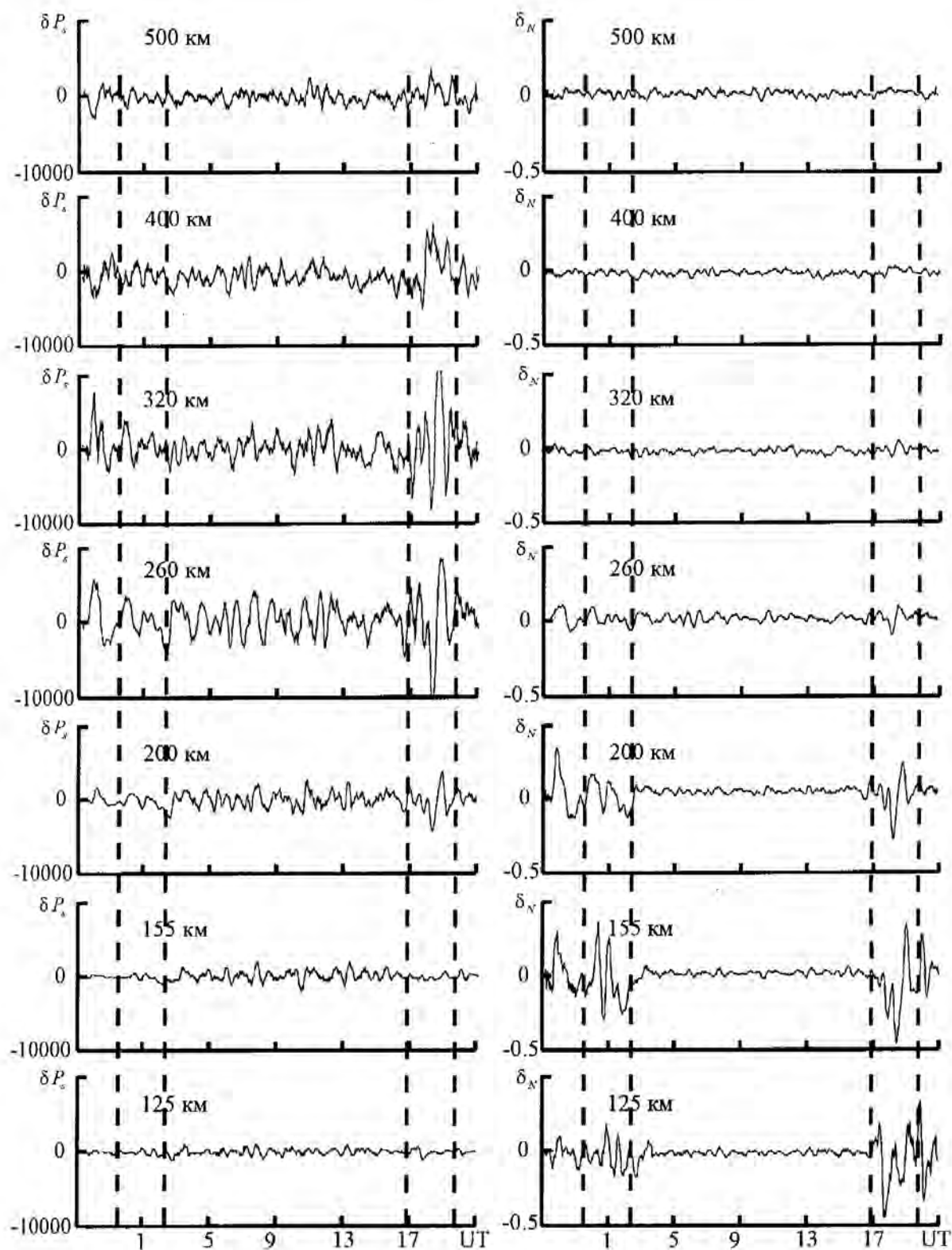


Рис. 4. То же для летнего периода (11–12 августа 1999 г.)

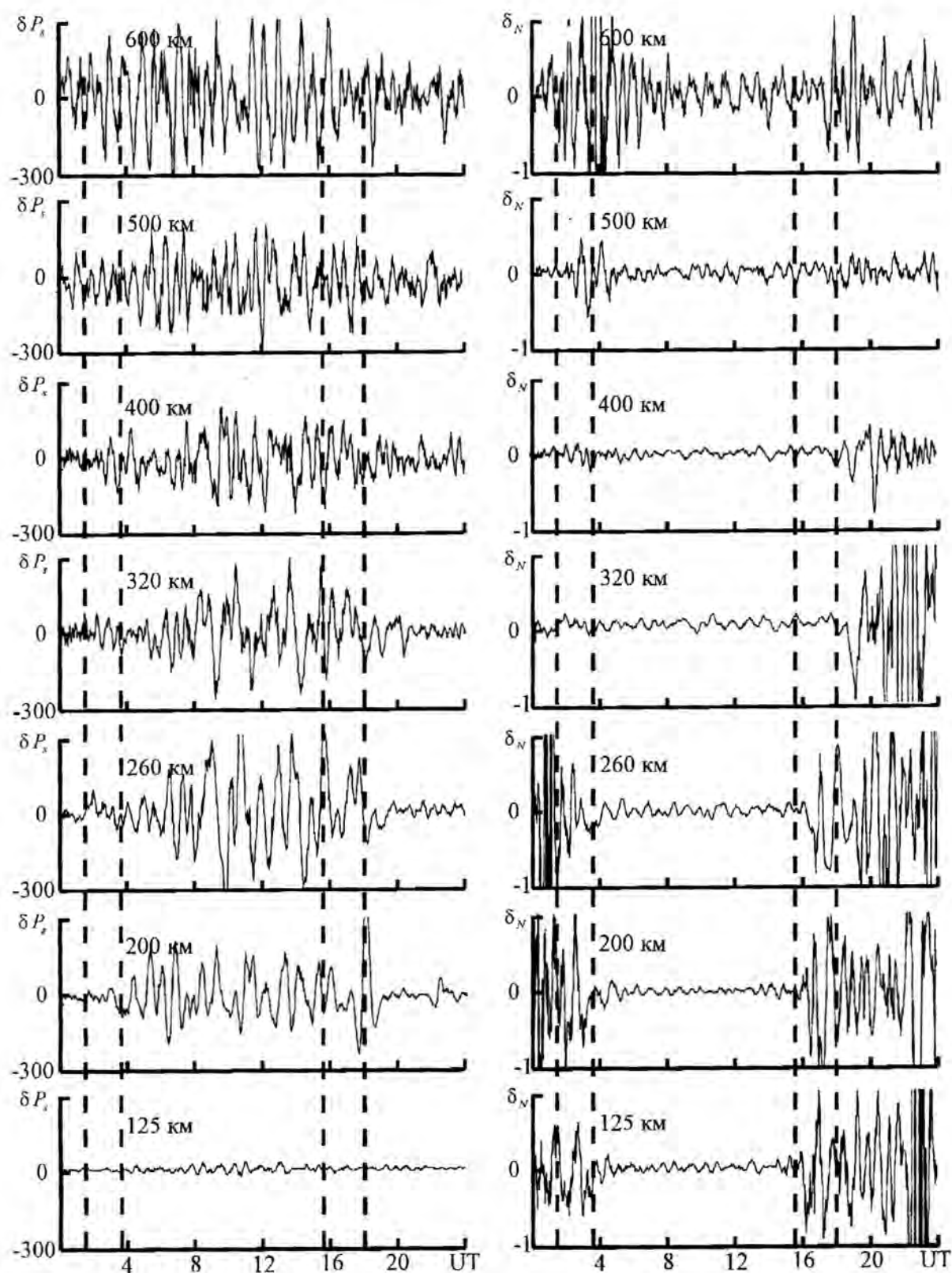


Рис. 5. То же для аномальной ионосферной бури 20 марта 2003 г.

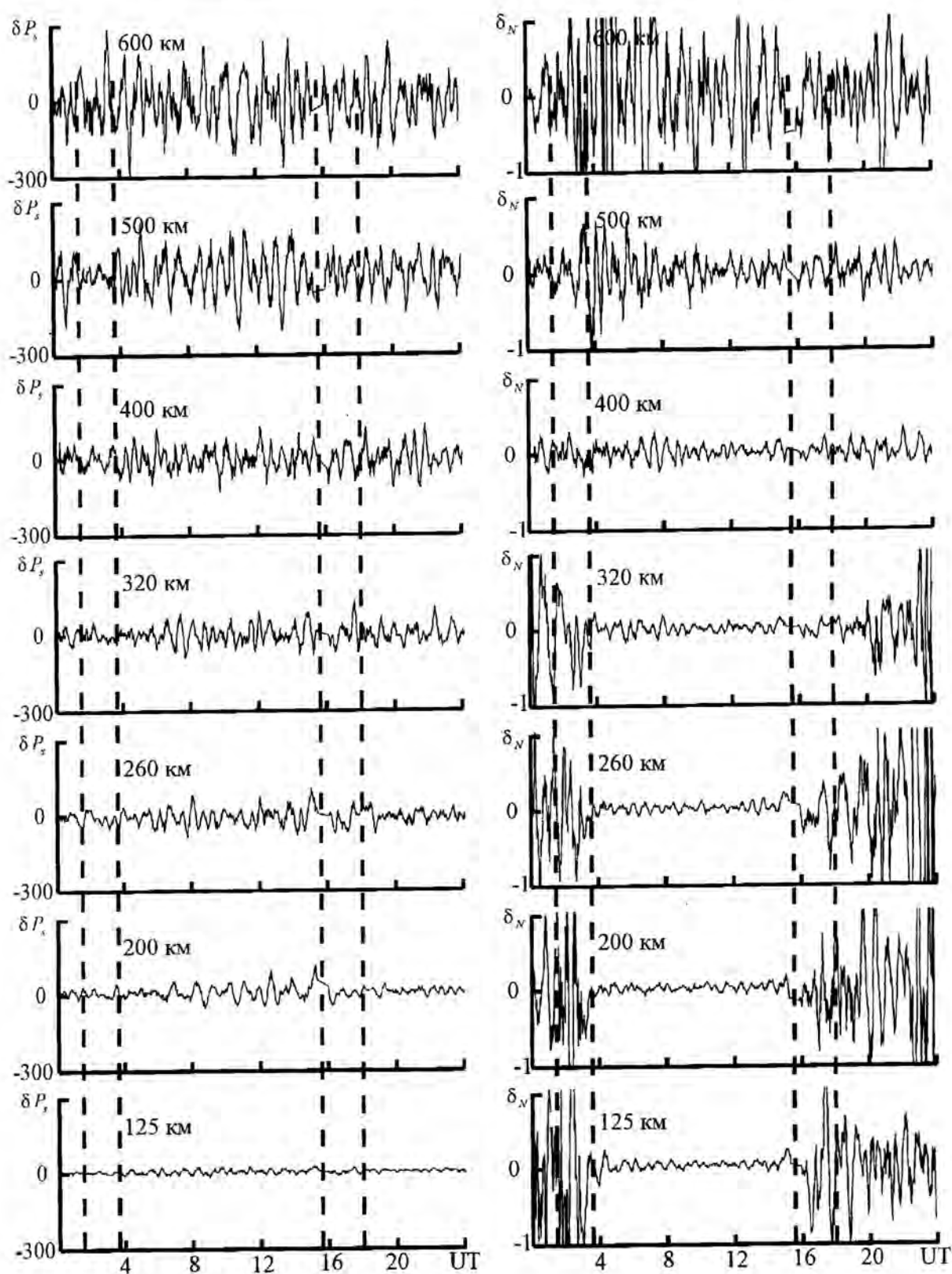


Рис. 6. То же для аномальной ионосферной бури 21 марта 2003 г.

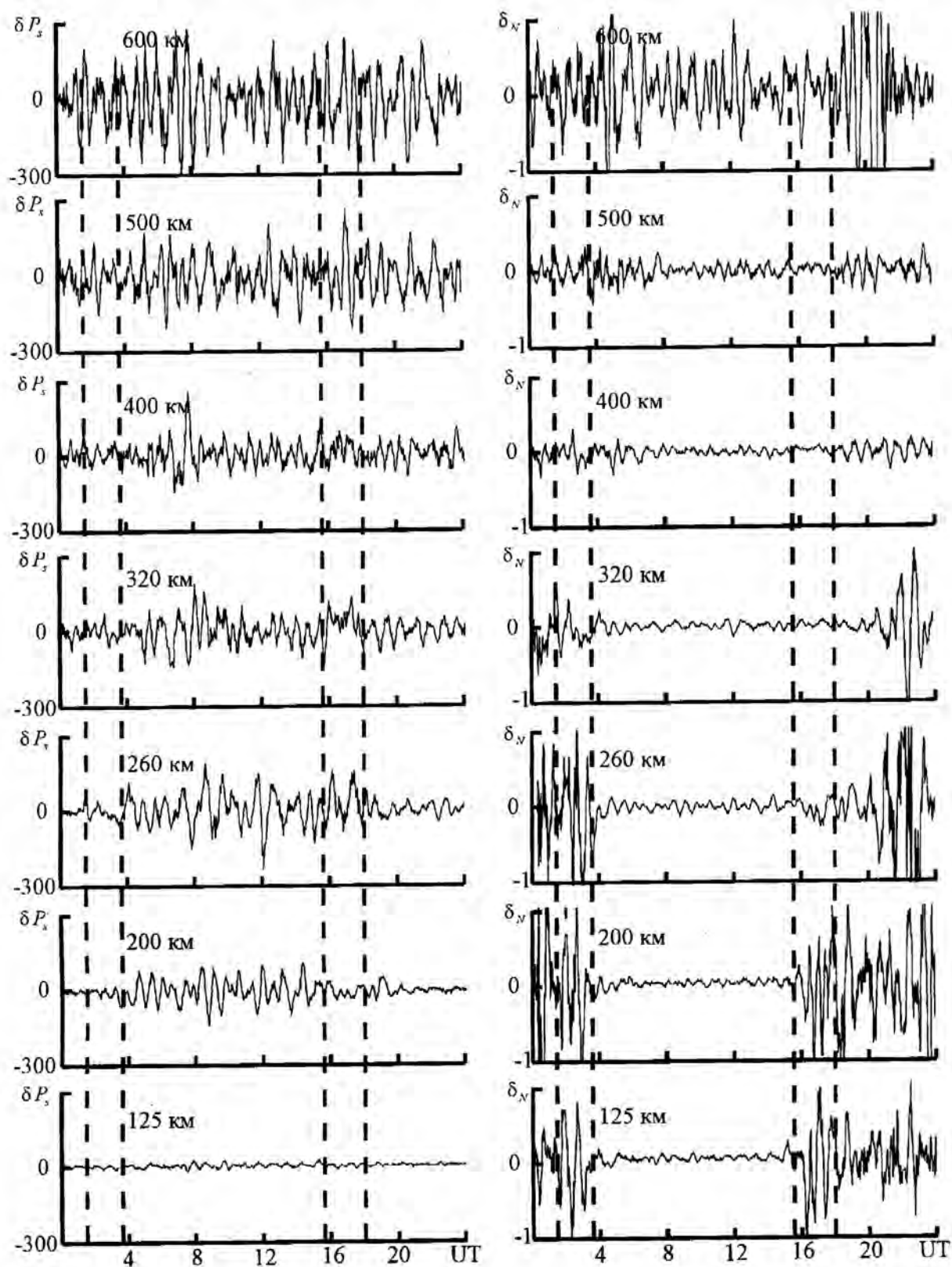


Рис. 7. То же для аномальной ионосферной бури 22 марта 2003 г.

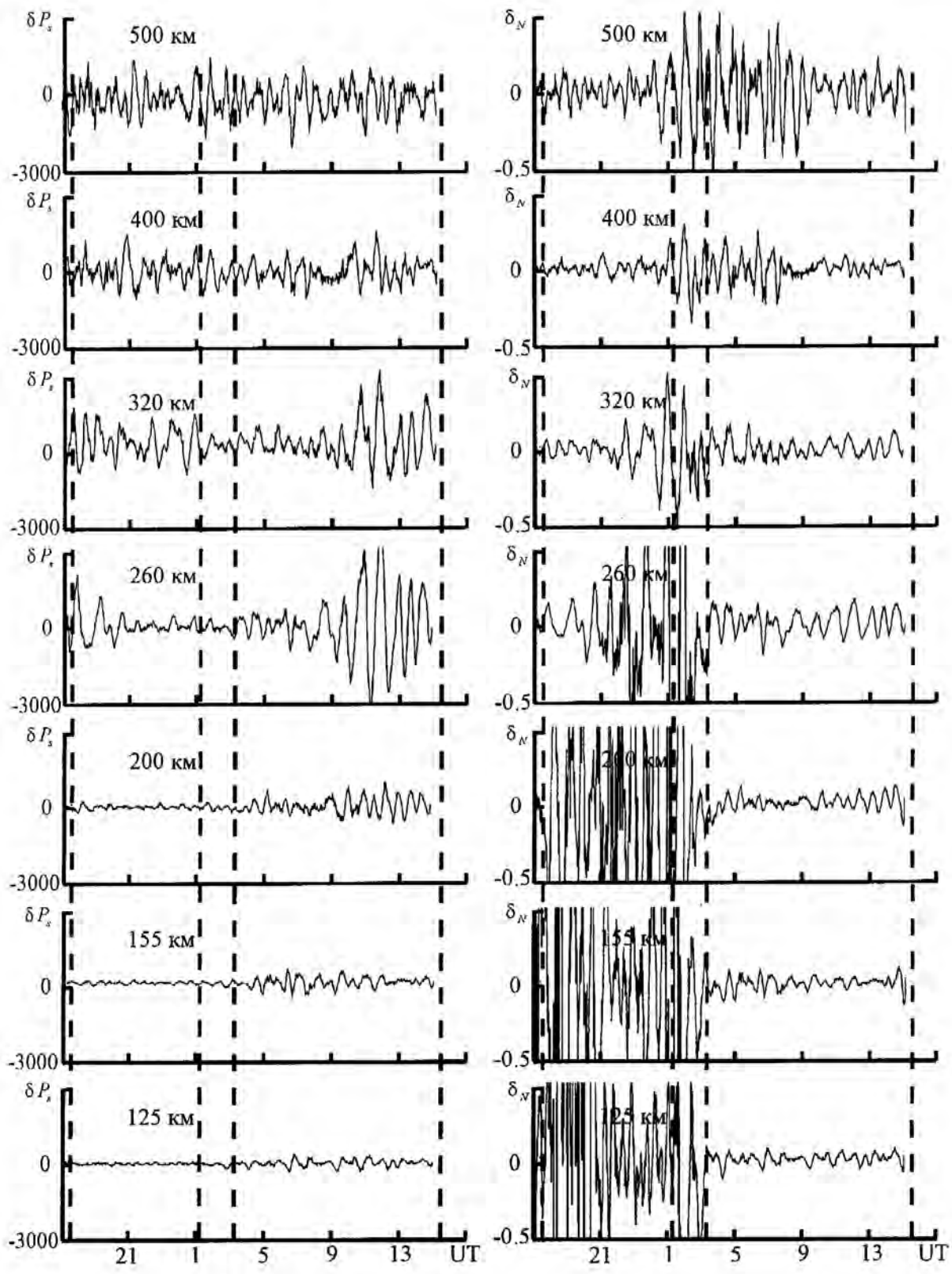


Рис. 8. То же для магнитной бури 24—25 сентября 1998 г.

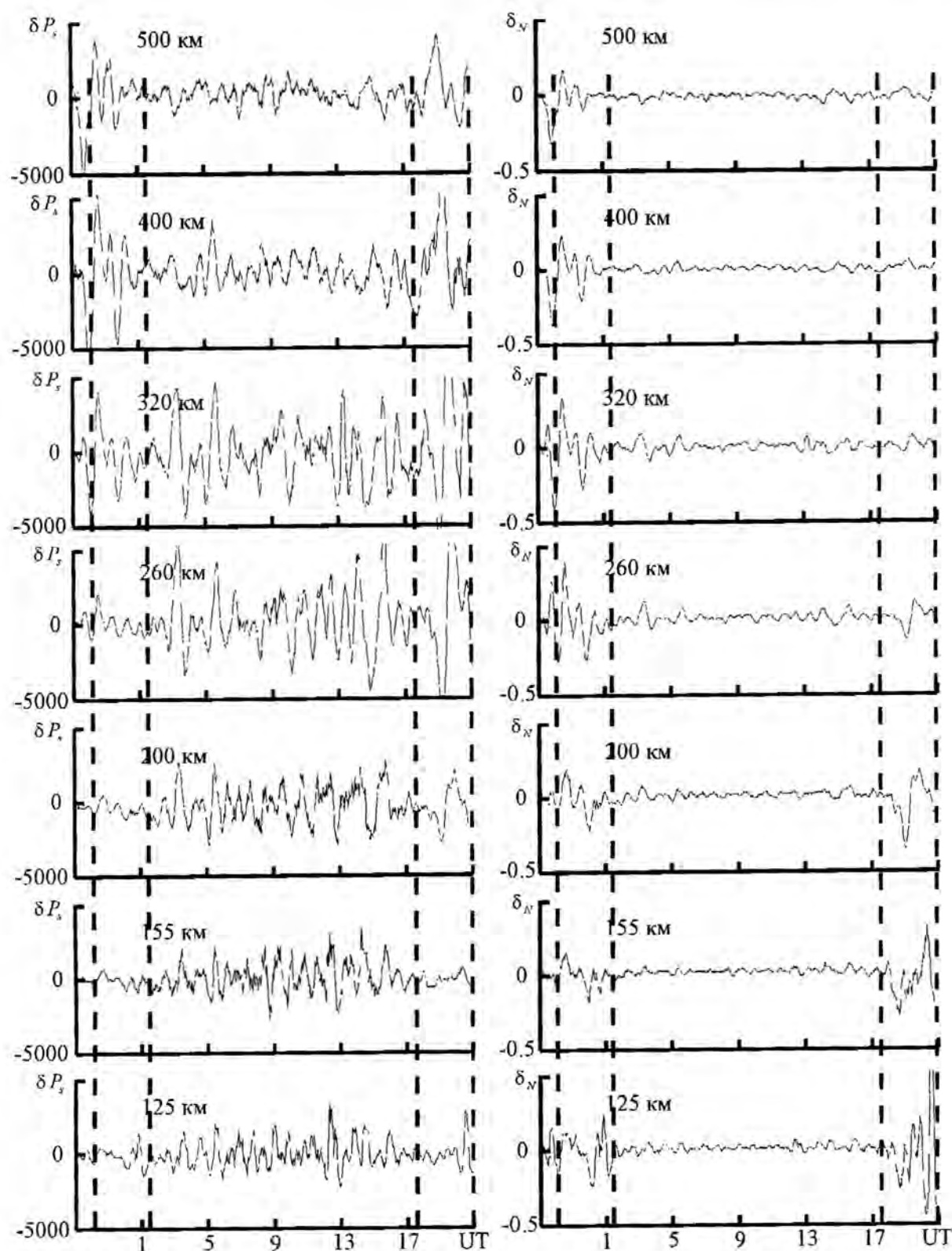


Рис. 9. То же для магнитной бури 29—30 мая 2003 г. (показаны моменты восхода и захода Солнца на высоте 350 км и на уровне Земли)

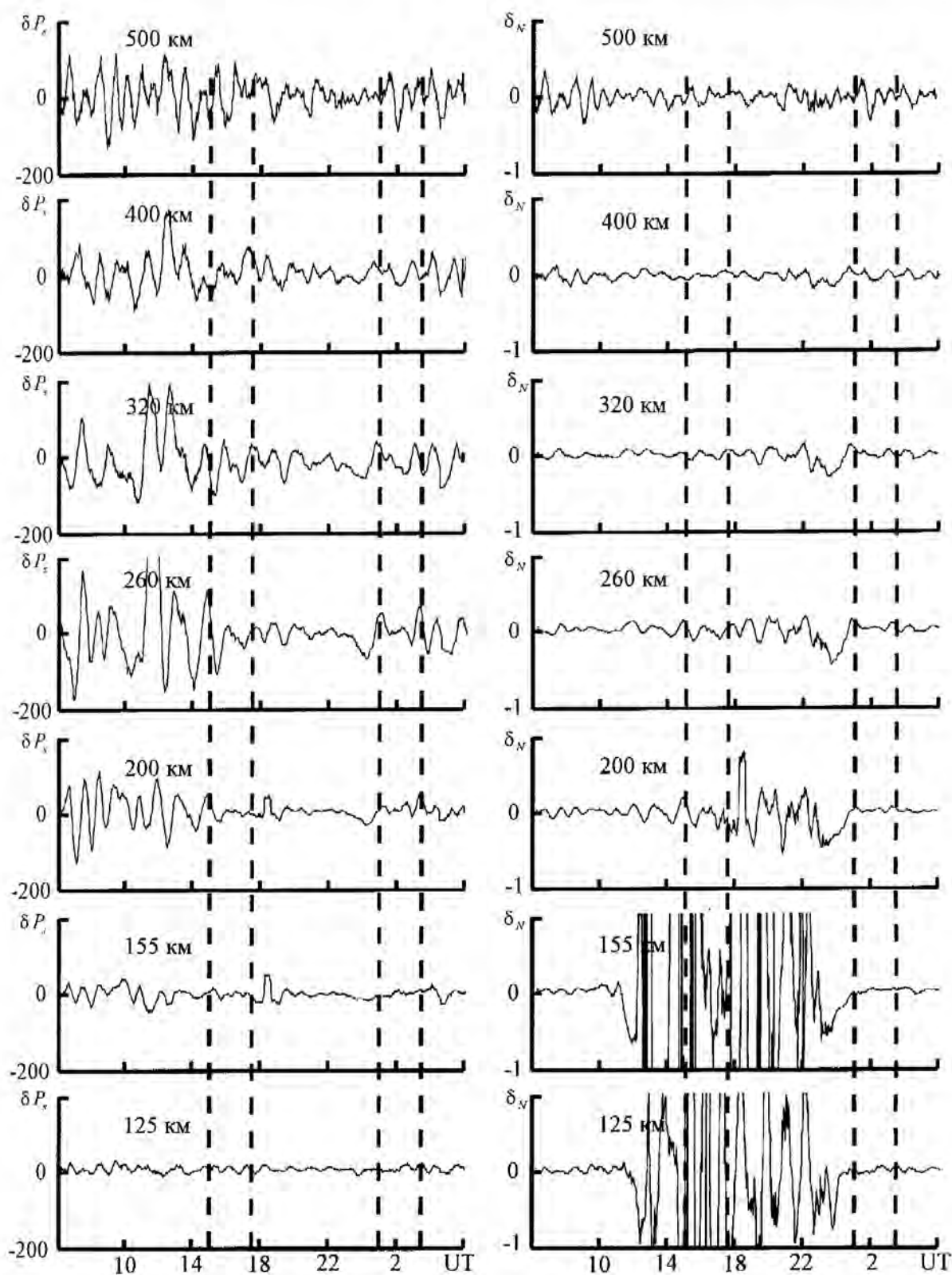


Рис. 10. То же для магнитной бури 2—3 октября 2002 г.

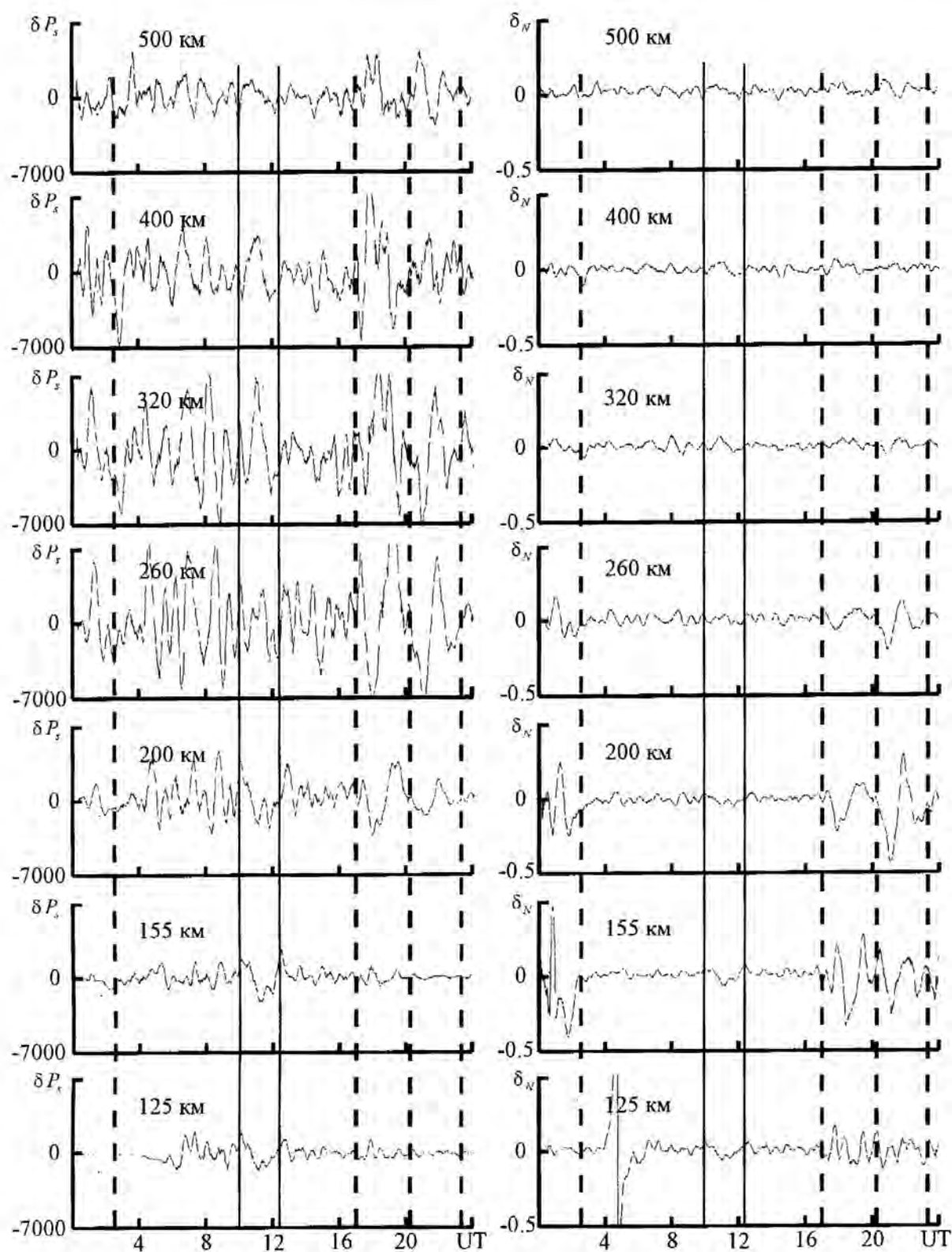


Рис. 11. То же для затмения Солнца 11 августа 1999 г. (сплошные вертикальные линии)

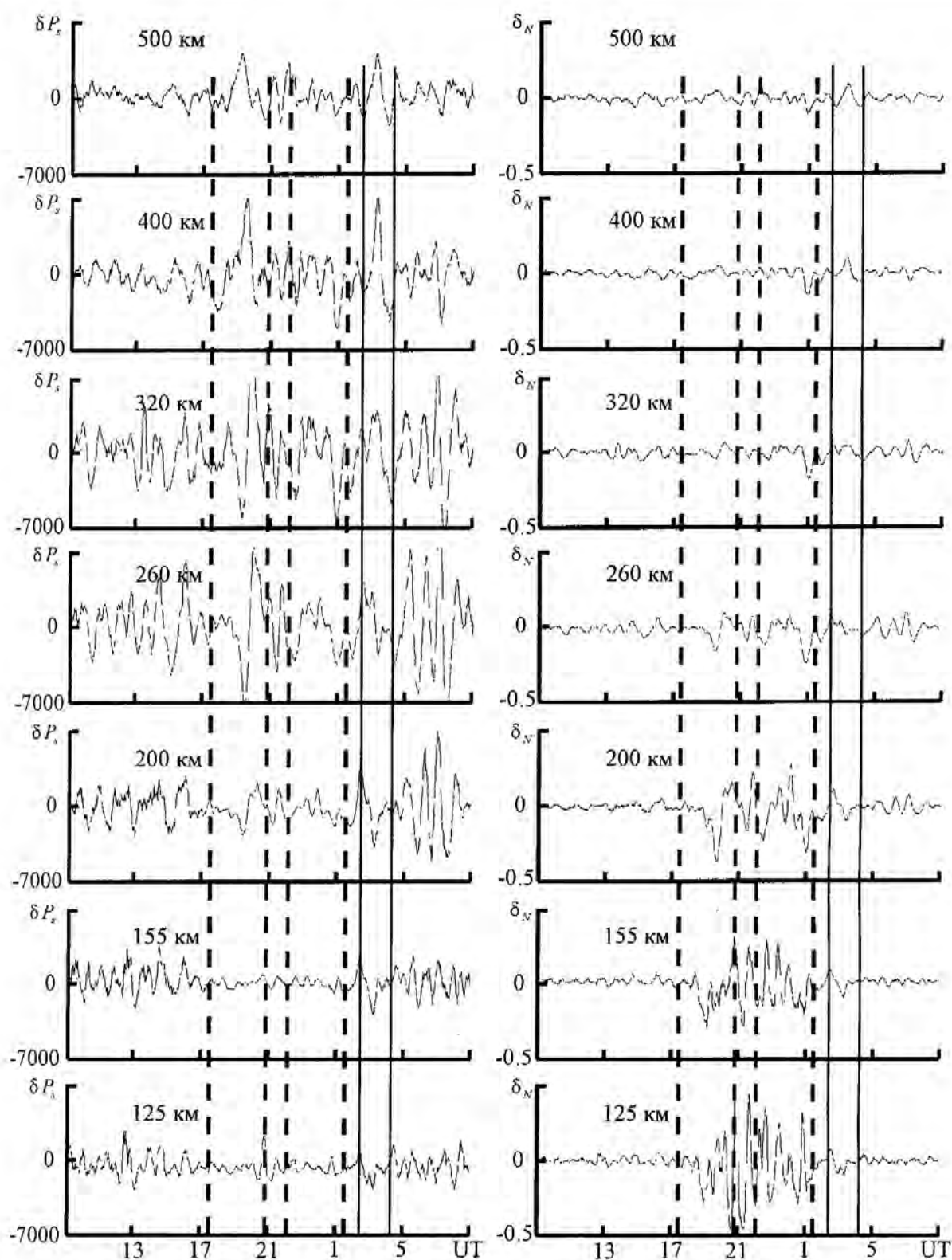


Рис. 12. То же для затмения Солнца 31 мая 2003 г. (сплошные вертикальные линии; моменты восхода и захода Солнца даны на высоте 350 км и на уровне Земли)

имела место 25 сентября 1998 г. [8, 10]. Вторая, сверхсильная ($K_p = 8$), буря наблюдалась 30 мая 2003 г. Для сравнения также привлечены результаты, полученные на спаде очень сильной ($K_p = 7$) магнитной бури (МБ), главная фаза которой фиксировалась 1 октября 2002 г.

Магнитная буря 25 сентября 1998 г. описана в работах [8, 10]. Внезапное начало бури имело место около 23 ч 24 сентября. Главная фаза наблюдалась в интервале времени с 01 до 10 ч 25 сентября. Затем наступила фаза восстановления.

В течение главной фазы и до конца наблюдений (15:00 25 сентября) имело место значительное уменьшение N на высотах до 500 км [10]. Это наложило определенный отпечаток на амплитуды ВВ. Опишем их подробнее.

Основной особенностью ВВ в период этой МБ была генерация своеобразного волнового пакета в интервале времени 9–15 ч, состоящего из 6–7 квазипериодов (рис. 8). Лучшее всего он был выражен в диапазоне высот 250–350 км. На высотах $z < 320$ км значения T изменялись от 60 до 50 мин. На больших (340–500 км) высотах $T \approx 30$ –40 мин. Амплитуда ВВ при этом превышала ночные значения в 2–10 раз для $z = 125$ –320 км соответственно. Выше 400 км суточные вариации амплитуд были незначительными. Поведение относительных амплитуд δ_N было следующим. В волновом пакете $\delta_{N \max} \approx 15\%$ при $z \approx 125$ –300 км. В ночное время из-за низких значений N (а также q) относительные амплитуды ВВ δ_N , как обычно, сильно флуктуировали и достигали значений, равных многим десяткам процентов. На высотах $z > 320$ км суточный ход был более плавным, флуктуации δ_N были менее выраженными. Вблизи восхода Солнца (00–03 ч), когда концентрация электронов была минимальной, значения δ_N увеличивались до 30–50%. В остальное время на этих высотах $\delta_N = 10\%$.

Магнитная буря 30 мая 2003 г. описана в работе [11]. Здесь отметим лишь интервалы ее фаз. Внезапное начало бури зарегистрировано в 12:25 29 мая. Главная фаза имела место с 23 ч 29 мая до 03 ч 30 мая. Затем началась фаза восстановления, которая продолжалась до конца измерений (09 ч 31 мая).

Сначала опишем вариации $N(t)$. На высотах $z \leq 200$ км в суточном ходе имел место один максимум N . На больших высотах за 1–2 ч до местной полуночи наблюдался ночной максимум ионизации. Значения N в этих максимумах сравнивались при $z \approx 250$ км. На высотах $z > 250$ км значения N в ночном максимуме в 1.5–2 раза

превышали значения N в дневном максимуме.

ВВ наблюдались в течение всех суток 30 мая, а также 31 мая (рис. 9). Их амплитуды на высотах $z \leq 350$ км в дневное время были в 2–5 раз больше, чем в ночное время. Период преобладающего колебания при $z = 125$ –200 км составлял 40–45 мин, а при $z = 220$ –500 км он увеличился до 50–60 мин. На высотах $z \approx 300$ –500 км суточные вариации ΔN выражены слабее, чем на меньших высотах.

Амплитуды ВВ в дневное время увеличивались в диапазоне высот 125–250 км. Их максимальное значение наблюдалось на высотах 250–350 км. Выше они постепенно уменьшались и на высоте около 500 км были уже в 3–5 раз меньше, чем на высоте 250 км.

Относительные амплитуды в ночное время составляли 10–20%, а в дневное они не превышали 5–10%.

Магнитная буря 1–2 октября 2002 г. началась около 8 ч 30 сентября [15]. Главная фаза бури наблюдалась с 09 до 15 ч 1 октября. Фаза восстановления продолжалась до 3 октября.

Измерения выполнены с 10 ч 2 октября до 09 ч 3 октября. На высотах $z \approx 150$ –250 км максимум N в суточном ходе имел место вблизи местного полудня. На высотах $z \approx 250$ –400 км также выделялся вечерний максимум, отстоящий от дневного примерно на 5–6 ч. Его продолжительность составляла около 2 ч. В диапазоне высот 400–500 км в суточном ходе $N(t)$ проявлялись три максимума: вечерний, ночной и утренний (соответственно около 16, 21 и 09 ч).

Амплитуды ВВ увеличивались вблизи максимумов в суточном ходе $N(t)$ (рис. 10). С увеличением высоты от 123 до 250–300 км амплитуды увеличивались. Выше отмечалось их постепенное уменьшение. В диапазоне высот от 300–500 км амплитуды ВВ уменьшились примерно в 2 раза. Выше 500 км суточные вариации δP_x выражены слабо. На высотах 200–400 км хорошо видна реакция ВВ на прохождение вечернего терминатора: амплитуда ВВ увеличилась в 1.5–2 раза, существенно изменился их спектральный состав. Например, в диапазоне высот 200–400 км значение периода преобладающего колебания увеличилось также в 1.5–2 раза (от 60 до 100–120 мин).

Относительные амплитуды ВВ увеличивались при малых значениях N и достигали 50–80% на высотах 200–120 км соответственно (см. рис. 10). Оценки δ_N на высотах $z < 150$ –160 км в ночное время имели неприемлемо большую погрешность. В диапазоне высот 200–500 км суточная зависимость $\delta_N(t)$ выражена слабо, здесь $\delta_N \approx 10\%$, $T \approx 60$ мин.

ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ, СОПРОВОЖДАВШИЕ ЗАТМЕНИЯ СОЛНЦА

Рассмотрим изменения характера ВВ, вызванные затмением Солнца (ЗС). Результаты получены в течение двух последних частных затмений, имевших место вблизи г. Харькова.

Затмение Солнца 11 августа 1999 г. Данному затмению посвящена работа [1]. Основной особенностью описываемого события было то, что оно наблюдалось в спокойный день вскоре после местного полудня. Частное (73 %) затмение продолжалось с 09:57 до 12:29, максимальное покрытие диска Солнца отмечено в 11.13.

Суточный ход $N(t)$ был следующим. На высотах $z < 180$ км был выражен максимум N вблизи местного полудня. Выше постепенно усиливался второй, ночной, максимум. Он проявлялся за 2–4 ч до местной полночи. Значения N в максимумах сравнивались на высоте около 250 км. В диапазоне высот 350–600 также отчетливо наблюдался предвосходный максимум.

Поведение амплитуд ВВ было следующим. В дневное они нарастали до высоты $z \approx 300$ км, а затем медленно убывали и на высоте 650 км стали в 3–4 раза меньше, чем на высоте 300 км (рис. 11). При $z \approx 700$ –1000 км амплитуды с высотой практически не изменялись. На высотах 125–200 км ночные значения амплитуд были в 1.5–3 раза меньше дневных значений. На высотах 300–1000 км суточный ход $\Delta N(z)$ был выражен слабо. На всех высотах наблюдались периоды ВВ $T \approx 30$ –60 мин.

Относительные амплитуды на высотах $z = 125$ –300 км, напротив, были больше в ночное время, чем в дневное (см. рис. 11). Выше 300 км суточный ход $\delta_N(t)$ выражен слабо. При $z \approx 300$ –800 км $\delta_N(t) \approx 5$ –6 %, а при $z \approx 800$ –1000 км $\delta_N(t) \approx 10$ –20 %.

Вскоре после максимальной фазы ЗС на высотах 125–450 км произошло существенное изменение спектрального состава и амплитуд ВВ. Последние уменьшились в 2–3 раза. Продолжительность этого процесса составляла 5–6 ч.

Затмение Солнца 31 мая 2003 г. Данное затмение описано в [11]. Его основной особенностью было то, что оно наблюдалось вскоре после восхода Солнца на фоне релаксирующей МБ. Частное (около 73 %) ЗС имело место с 02:16 до 04:17. Максимальная фаза отмечалась в 03:14.

Затмение вызвало уменьшение N на всех высотах с 03 до 04 ч. Кроме того, заметно увеличилась амплитуда ВВ и изменился их спектральный состав (рис. 12). На высотах 125–320 км вскоре после ЗС

наблюдался волновой пакет длительностью около 3–4 ч и периодом около 60 мин (3–4 колебания). Амплитуда ВВ при этом была в несколько раз больше, чем в то же время 30 мая.

Относительные амплитуды ВВ в течение затмения и вскоре после него были сравнительно небольшими: от 5 до 10 %. Примерно такими же они были в это время и в контрольный день (30 мая).

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованию ВВ в ионосфере посвящено большое количество теоретических, экспериментальных и обзорных работ [12, 16, 24, 25, 27–33]. Несмотря на это, состояние исследований ВВ в настоящее время оставляет желать лучшего.

Как уже отмечалось во введении, необходимо уточнить частоту возникновения ВВ, их амплитуды и другие характеристики. Целесообразно усовершенствовать методики выявления и идентификации ВВ с источниками этих возмущений, более детально изучить особенности генерации и распространения ВВ в условиях, приближающихся к реальным. При этом придется считаться с неоднородностью атмосферы и ионосферы не только по высоте, но и по горизонтали, с усложнением картины волнового распространения ВВ, с ролью нелинейных эффектов, устойчивостью ВВ к малым пертурбациям. Необходимо также развить механизмы генерации ВВ, например, мощными процессами в литосфере, в нижней атмосфере (погодными фронтами, грозowymi облаками, конвективными процессами и т. д.). Появление ВВ в ионосфере, скорее всего, обусловлено не только генерацией и распространением ВГВ в нейтральной атмосфере, но и нестационарными процессами в магнитосфере и на Солнце, а также плазменными процессами (неустойчивостями) в ионосфере. Эти гипотезы требуют экспериментальной проверки.

Полученные в настоящей работе результаты позволяют продвинуться в направлении лучшего понимания механизмов генерации и распространения ВВ.

Суточная зависимость. Обсудим вначале суточные вариации параметров ВВ. Прежде всего отметим, что ВВ наблюдались практически в любое время суток и на всех высотах (100–500 км, а в отдельных экспериментах вплоть до 1000 км). Их амплитуда, как правило, качественно отслеживала суточный ход электронной концентрации $N(t)$ в ионосфере, включая локальные максимумы в зависимости $N(t)$. В дневное время амплитуда ВВ была в 2–5 раз больше, чем в ночное время. Значение N при этом изменялось примерно на порядок.

Поэтому относительная амплитуда ВВ δ_N в ночное время была обычно в 2—5 раз больше, чем в дневное. Последнее имело место лишь в нижней части F-области ионосферы, т. е. на высотах $z < 300$ км. Здесь в дневное время $\delta_N \leq 20\%$, а в ночное — многие десятки процентов. Как правило, чем меньшим было значение N , тем большим было δ_N . К сожалению, при малых значениях N имели место и малые значения отношения сигнал/шум ($q \leq 0.1$). Поэтому с увеличением δ_N увеличивалась и ее неопределенность. Например, 22 марта 2003 г. на высоте 152 км $\delta_N \approx 70 \pm 30\%$, а на высоте 290 км — $25 \pm 6\%$. В верхней части F-области ионосферы (высоты от 300—400 до 500—550 км) суточные вариации $\delta_N(t)$ были слабыми.

Интересной является высотная зависимость амплитуды ВВ в дневное время. На высотах от 100—125 км до высот 200—300 км она увеличивалась в 5—20 раз. При $z \approx 200$ —300 км обычно наблюдались максимальные значения амплитуд ВВ. На больших высотах прослеживалось постепенное их уменьшение. При $z \approx 500$ км амплитуды ВВ были на порядок меньше, чем при $z \approx 200$ —300 км. При этом характерный масштаб убывания амплитуд (в е раз) составлял около 100 км.

Если бы высотный ход амплитуд ВВ в дневное время определялся только профилем $N(z)$, для которого максимум отмечается на высоте около 300 км, то и максимум амплитуд, по-видимому, наблюдался бы примерно на 300 км. В то же время последний проявляется на высотах 200—300 км. Скорее всего, высотная зависимость амплитуд ВВ определялась их волноводным характером распространения, а также физическими процессами, ответственными за формирование и диссипацию ΔN (см. об этом ниже). Эффективная толщина волновода и его высота составляли около 150—200 и 180—200 км соответственно.

Сезонная зависимость. ВВ наблюдались во все сезоны года. В зависимости от сезона характеристики ВВ изменялись лишь количественно. Относительно небольшой объем исходных данных не позволил установить сезонный ход характеристик ВВ. Можно утверждать, что высота волновода и его эффективная толщина не сильно изменялись в зависимости от времени года.

Во все сезоны амплитуда ВВ в дневное время была больше в 2—5 раз, чем в ночное время. Относительная амплитуда во все сезоны ночью была больше, чем днем.

Нижняя граница, начиная с которой суточные зависимости $\delta_N(t)$ были выражены слабо, изменялась существенно — примерно от 300 до 400 км.

Влияние солнечного терминатора. Влиянию солнечного терминатора (СТ) на параметры ионосферы посвящено большое количество работ [2, 17, 18]. Тем не менее, его роль изучена недостаточно, особенно в экспериментальном плане. В наших наблюдениях отмечалось, что после прохождения СТ изменялись амплитуды ВВ и их спектральный состав. Поскольку горизонтальная скорость ВВ, связанных с терминатором, обычно составляет $v = 100$ —300 м/с [13], а его скорость движения в средних широтах — около 350 м/с, ВВ могут существенно (на несколько часов) отставать от терминатора. При декременте затухания ВВ $3 \cdot 10^{-4}$ — 10^{-3} км⁻¹ и $v = 200$ м/с продолжительность их наблюдения должна составлять 1.5—5 ч. Это означает, что утренний и вечерний терминаторы вместе способны поддерживать существование ВВ в течение времени от 3 до 10 ч. Эти оценки не противоречат нашим наблюдениям, а также результатам работы [13].

Опосредованное влияние на ВВ, по-видимому, оказывает магнито-сопряженный терминатор. Исследованию реакции ионосферы над Харьковом на прохождение магнитосопряженного терминатора посвящена работа [20].

Влияние затмений Солнца. ЗС напоминает наступление кратковременной (около 2—3 ч) ночи. Поэтому затмения, как и прохождение солнечного терминатора, сопровождаются изменением характера ВВ, при этом варьируются амплитуды и спектральный состав ВВ. Продолжительность реакции на ЗС достигала многих часов.

Волновые возмущения, сопровождавшие ионосферную бурю. Как уже отмечалось, ионосферная буря 20—21 марта 2003 г. была двухфазной. В течение положительной фазы, днем 20 марта, амплитуда ВВ была существенно больше, чем в последующие три дня. В период отрицательной фазы, т. е. 21 марта, амплитуды были заметно ниже, чем 22 и 20 марта. Можно утверждать, что амплитуды ΔN качественно отслеживали изменения N . Как известно, положительная и отрицательная бури сопровождаются соответственно ростом и падением N по сравнению с фоновым днем [9].

Поведение относительных амплитуд ВВ также существенно изменялось в зависимости от фазы ионосферной бури. Так, 20 марта, в период положительной фазы, значения δ_N были в 1.5—4 раза меньше, чем в последующие дни. В течение отрицательной фазы, напротив, наблюдалось увеличение в 2—3 раза значений δ_N , особенно в верхней части области F ионосферы. Здесь относительная амплитуда достигала 40—80 %.

Волновые возмущения, сопровождавшие магнитные бури. Магнитные, ионосферные и атмосферные бури представляют собой проявление единого процесса — геокосмической бури [23]. Последняя вызывается мощными нестационарными «порывами» солнечного ветра. Усилившиеся «порывы» сопровождаются инжекцией энергии и частиц в геокосмосферу [23]. В результате этого атмосфера нагревается, в термосфере существенно изменяется градиент температуры, усиливаются атмосферные ветры. В полярных областях (широта около $\pm 70^\circ$) генерируются ВВ, которые распространяются преимущественно к экватору.

Если нагрев атмосферы приводит к деформации «стенок» атмосферного (точнее термосферного) волновода и его высоты расположения, то вариации концентрации электронов в ионосфере обуславливают существенные изменения абсолютных и относительных амплитуд ВВ. Об этом свидетельствуют результаты моделирования и наблюдений.

Вариации характеристик ВВ, сопровождавших описанные выше МБ, отличались многообразием так же, как отличаются многообразием сами магнитные бури. Строго говоря, нет двух подобных МБ. Заметно изменялся спектральный состав ВВ, однако периоды преобладающих колебаний находились в пределах 30—120 мин.

Характеристики волновых возмущений. Как уже отмечалось, основными характеристиками ВВ являются частота их появляемости, периоды, длины волн в горизонтальной λ_x и вертикальной λ_z плоскостях, проекции скоростей v_{xz} распространения, амплитуды и др.

Как оказалось, ВВ в диапазоне периодов 30—60 мин наблюдались практически всегда и на всех высотах (100—500 км). Их максимальная амплитуда изменялась в пределах 10^{10} — 10^{11} м⁻³, а относительная амплитуда — от единиц до многих десятков процентов. Высотный ход ΔN и δ_N часто был немонокотным. При этом на высотах $z \approx 200$ —300 км имели место максимумы в зависимостях $\Delta N(z)$ и $\delta_N(z)$, причина появления которых обсуждается далее. Основные параметры термосферного волновода такие: высота была около 200 км, а его эффективная толщина составляла 150—200 км.

На высотах $z \leq 200$ —250 км время появления одного и того же пакета ВВ обычно зависело от значения z : на меньших высотах пакет появлялся позже, чем на больших. При разности высот Δz_p в 20 км время запаздывания Δt_p в спокойных условиях изменялось в пределах 10—20 мин, что соответствовало $v_z = \Delta z_p / \Delta t_p \approx 17$ —34 м/с. При $T \approx 30$ —60 мин значения $\lambda_z \approx 30$ —120 км. В течение МБ

25 сентября $\Delta t_p = 3$ —5 мин и $v_z \approx 90$ —60 м/с. При $T \approx 60$ мин имеем $\lambda_z \approx 320$ —220 км.

При исследовании естественных ВВ не удавалось определить v_x и λ_x , так как неизвестно было место генерации этих возмущений. Их можно вычислить, если учесть, что при $\lambda_z^2 \ll \lambda_x^2$ и $\lambda_z \ll H$ ($H \approx 30$ —50 км — приведенная высота атмосферы на высотах термосферы) $\lambda_x = \lambda_z T / T_B$ [6], где $T_B \approx 15$ мин — период Брента—Вайсяля. Например, при $v_z = 90$ м/с, $T = 60$ мин имеем $\lambda_x = 1280$ км. Для проекций групповых и фазовых скоростей при этом справедливы соотношения [6]

$$v_{gx} = -v_{gz} \frac{T}{T_B}, \quad v_x = v_z \frac{T_B}{T}.$$

При тех же значениях T и v_z имеем $v_x \approx 22$ м/с, $v_{gx} \approx 360$ м/с.

Амплитуды волновых возмущений. Амплитуда ВВ зависит от их природы. Периоды $T \geq 15$ мин могут иметь медленные МГД, магнитоградиентные и гравитационные волны. Два первых типа волн так или иначе связаны с плазменными процессами, а третий тип — с процессами в нейтральной атмосфере. По-видимому, волны с периодами более 15 мин чаще всего обусловлены генерацией и распространением гравитационных волн. Именно они через столкновения с нейтрами «навязывают» волновые движения ионизированному компоненту атмосферы на высотах F-области ионосферы. Рассмотрим это подробнее.

Для ионосферы на высотах 100—500 км, где применимо квазигидродинамическое описание плазмы с учетом соударений электронов с ионами, рекомбинационных процессов и произвольной зависимости приведенной высоты атмосферы $H(z)$, следуя работе [6], можно получить такие уравнения для δ_N

$$\delta_N = \frac{|K_z| u_{zm}}{|\omega|} e^{\xi/2} = \delta_{N0} e^{\xi/2}, \quad z < 200 \text{ км}, \quad (1)$$

$$\delta_N = \frac{2\Theta H u_{zm}}{D_0} \sqrt{\frac{\kappa^2 + 1}{F_1(\kappa)}} e^{-\xi/2}, \quad z > 200 \text{ км}, \quad (2)$$

$$K_z = k_z - i/(2H), \quad \tilde{\omega} = -i\omega_{N0} + \omega, \quad \omega_{N0} = t_{N0}^{-1}$$

$$D_0 = D|_{\xi=0}, \quad \Theta = H_p/H, \quad \kappa = 2k_z H,$$

$$F_1(\kappa) = \Theta^2 \kappa^4 + 2(\Theta^2 + 2\Theta + 2)\kappa^2 + (6 - \Theta)^2,$$

$$\xi = \int_0^z dz/H(z),$$

где k_z — проекция волнового вектора, ω — частота волн, u_{zm} — амплитуда проекции скорости частиц

в волне, $H_v = k(T_e + T_i)/(m_i g)$, k — постоянная Больцмана, $T_{e,i}$ — температуры электронов и ионов, m_i — масса ионов, g — ускорение свободного падения, D — коэффициент амбиполярной диффузии, t_{N0} — время становления N за счет рекомбинации.

Из выражений (1) и (2) видно, что в нижней части F-области $\delta_N \propto e^{z/2}$, а в верхней $\delta_N \propto e^{-z/2}$. На высоте около 200 км δ_N достигает своего максимального значения. На малых высотах сохраняется плотность кинетической энергии в волне, и $\delta_N \propto u_{\text{эм}} \propto e^{z/2}$. На больших высотах роль диффузии становится определяющей ($D_0 \propto e^z$), поэтому здесь $\delta_N \propto e^{-z/2}$. В одних случаях такое поведение $\delta_N(z)$ качественно согласуется с приведенными выше результатами наблюдений. В других случаях высотная зависимость амплитуд ВВ была иной. Различия могло быть связано с более сложной картиной волноводного распространения ВВ, горизонтальной неоднородностью среды, влиянием нелинейных эффектов, неустойчивостью ВВ к малым пертурбациям и т. п.

ВЫВОДЫ

1. Показано, что ВВ в ионосфере есть практически всегда, при любых состояниях космической погоды. Воздействие источников энерговыделения и вариации состояния космической погоды приводят к изменению характера ВВ, их спектрального состава и амплитуды.

2. В дневных условиях в нижней части F-области ионосферы (до 200, а иногда 300 км) амплитуды ВВ обычно увеличивались с увеличением высоты. В ночных условиях подобный эффект уверенно не наблюдался. В ночное время на этих высотах амплитуда ВВ в 2—10 раз меньше, чем в дневное время.

3. В дневных условиях в верхней части F-области ионосферы (высоты от 200—300 до 500 км) амплитуды ВВ постепенно уменьшаются на порядок при увеличении высоты от 200—300 до 500 км.

4. Относительные амплитуды ВВ δ_N в нижней части F-области ионосферы в ночное время превышали дневные значения и достигали десятков процентов. При этом, однако, увеличивалась и погрешность оценки δ_N . Это было обусловлено низкими значениями N и отношения сигнал/шум.

5. Существенная высотная зависимость амплитуд ВВ, с одной стороны, отражает высотный ход регулярных профилей электронной концентрации. С другой стороны, эта зависимость, по-видимому,

свидетельствует в пользу волноводного распространения ВВ с периодами 30—120 мин. Центр атмосферного волновода обычно располагался на высоте около 200 км. Эффективная толщина волновода изменялась в пределах 150—200 км.

5. Теоретические расчеты и оценки показали, что на высотах 125—170 км должно иметь место экспоненциальное увеличение (с постепенно увеличивающимся от 25 до 60 км масштабом) относительных амплитуд ВВ, вызванное увеличением амплитуды возмущающей силы. Последнее обусловлено сохранением плотности кинетической энергии ВГВ. На высотах около 180—200 км относительная амплитуда должна достигать своего максимального значения. Выше она должна убывать также по экспоненциальному закону с масштабом около 100 км. Такое поведение обусловлено увеличением роли амбиполярной диффузии по мере увеличения высоты от 200 до 400 км.

Результаты наблюдений и расчетов в ряде случаев хорошо соответствовали друг другу. В целом же высотная зависимость ВВ более сложная, чем это следует из описанной выше простой теоретической модели.

1. Акимов Л. А., Григоренко Е. И., Таран В. И. и др. Комплексные радиофизические и оптические исследования динамических процессов в атмосфере и геосмосе, вызванных солнечным затмением 11 августа 1999 года // Успехи современной радиоэлектроники.—2002.—№ 2.—С. 25—63.
2. Антонова В. П., Гусейнов Ш. Ш., Дробжев В. И. и др. Комплексное экспериментальное исследование волн в атмосфере, генерируемых солнечным терминатором // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.—1988.—24, № 2.—С. 134—143.
3. Бурмака В. П., Костров Л. С., Черногор Л. Ф. Статистические характеристики сигналов доплеровского ВЧ радара при зондировании средней ионосферы, возмущенной стартами ракет и солнечным терминатором // Радиофизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 2.—С. 143—162.
4. Бурмака В. П., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Комплексные радиофизические исследования волновых возмущений в ионосфере, сопровождавших старты ракет на фоне естественных нестационарных процессов // Радиофизика и радиоастрономия.—2004.—9, № 1.—С. 5—28.
5. Волновые возмущения в ионосфере. — Алма-Ата, 1987.—122 с.
6. Гершман Б. Н. Динамика ионосферной плазмы. — М., 1974.—256 с.
7. Госсард Э. Э., Хук У. Х. Волны в атмосфере. — М., 1978.
8. Григоренко Е. И., Лазоренко С. В., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Волновые возмущения в ионосфере, сопровождавшие вспышку на Солнце и сильнейшую магнитную бурю 25 сентября 1998 г // Геомагнетизм и аэрономия.—2003.—43, № 6.—С. 770—787.
9. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Пазюра С. А. и др. Аномальная ионосферная буря 21 марта 2003 г. // Космична наука і технологія.—2004.—10, № 1.—С. 4—12.
10. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты радиофизических исследований процессов в ионосфере, сопровождавших сильнейшую геомагнитную

- бурю 25 сентября 1998 г. // Успехи современной радиоэлектроники.—2003.—№ 9.—С. 57—94.
11. Григоренко Е. И., Пазюра С. А., Пуляев В. А. и др. Динамические процессы в ионосфере во время геокоsmической бури 30 мая и затмения Солнца 31 мая 2003 г. // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 1.—С. 12—25.
 12. Григорьев Г. С., Чунчузов Е. П. Акустико-гравитационные волны в атмосфере // Полярные сияния и свечения ночного неба. — М. 1975.—№ 23.—С. 5—21.
 13. Иванов В. П., Карвезкий В. Л., Коренькова Н. А. Структура и динамика перемещающихся волнообразных возмущений по данным доплеровского зондирования ионосферы // Геомагнетизм и аэрoномия.—1994.—34, № 1.—С. 109—114.
 14. Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д. Движения в ионосфере. — Новосибирск, 1979.
 15. Пазюра С. А., Черняк Ю. В. Процессы в околоземном космосе, сопровождавшие магнитную бурю 1 октября 2002 года // Вестник нац. технического ун-та (ХПИ).—2003.—4, вып. 7.—С. 77—80.
 16. Пономарев Е. А., Ерущенко А. И. Инфразвуковые волны в атмосфере Земли (Обзор) // Изв. вузов. Радиофизика.—1977.—20, № 12.—С. 1773—1789.
 17. Сомсиков В. М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором (Обзор) // Геомагнетизм и аэрoномия.—1991.—31, № 1.—С. 1—12.
 18. Сомсиков В. М., Троицкий Б. В. Генерация возмущений в атмосфере при прохождении через нее солнечного терминатора // Геомагнетизм и аэрoномия.—1975.—15, № 5.—С. 856—860.
 19. Сорокин В. М., Федорович Г. В. Физика медленных МГД-волн в ионосферной плазме. — М., 1982.—136 с.
 20. Таран В. И. Эффекты магнитосопреженной точки, наблюдаемые в Харькове // Ионосфер. исслед.—1979.—№ 27.—С. 81—85.
 21. Таран В. И. Исследование ионосферы в естественном и искусственно возмущенном состояниях методом некогерентного рассеяния // Геомагнетизм и аэрoномия.—2001.—41, № 5.—С. 659—666.
 22. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы // Радиофизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 1.—С. 59—106.
 23. Черногор Л. Ф. Земля — атмосфера — геокосмос как открытая динамическая нелинейная система // Космічна наука і технологія.—2003.—9, № 5/6.—С. 96—105.
 24. Шашулькина В. М. Гравитационные волны в области F ионосферы // Ионосфер. исслед.—1972.—№ 21.—С. 154—162.
 25. Afraimovich E. L., Palamarchuk K. S., Perevalova N. P. GPS radio interferometry of travelling ionospheric disturbances // J. Atmos. Terr.-Solar. Phys.—1998.—60.—P. 1205—1223.
 26. Beer T. Atmospheric waves. — N. Y., Toronto, 1974.
 27. Francis S. H. A Theory of medium-scale travelling ionospheric disturbances // J. Geophys. Res.—1974.—79, N 34.—P. 5245—5260.
 28. Galushko V. G., Paznukhov V. V., Yampolski Y. M., Foster J. C. Incoherent scatter radar observations of AGW/TID events generated by the moving solar terminator // Ann. Geophys.—1998.—16.—P. 821—827.
 29. Hocke K., Schlegel K. A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982—1995 // Ann. Geophys.—1996.—14.—P. 917—940.
 30. Hunsucker R. D. AGWs generated in the high-latitude ionosphere: a review // Rev. Geophys. Space Phys.—1982.—20.—P. 293—315.
 31. Tolstoy I. Long-period gravity waves in the atmosphere // J. Geophys. Res.—1967.—72, N 18.—P. 4605—4622.
 32. Tolstoy I., Herron T. J. Atmospheric gravity waves from nuclear explosions // J. Atmos. Sci.—1970.—27.—P. 55—61.
 33. Williams P. J. S. Tides, atmospheric gravity waves and travelling disturbances in the ionosphere // Modern ionospheric science. A collection of articles published on the occasion of the anniversary: «50 years of ionospheric research in Lindau». — 1996.—P. 136—180.
 34. Yen K. S., Liu C. H. Theory of ionospheric waves. — N. Y., London, 1972.—376 p.

OBSERVATION DATA ON WAVE-LIKE PROCESSES IN IONOSPHERE UNDER QUIET AND DISTURBED CONDITIONS

V. P. Burmaka, V. N. Lysenko, L. F. Chernogor

Wave-like disturbances (WLDs) with periods of 30—120 min over an altitude range from 125 to 500 km (in some experiments from 100 to 1000 km) are studied. Measurements of common duration more than 400 h are carried out under various conditions of space weather (in conditions of quiet ionosphere, during magnetic and ionospheric storms, during two eclipses of the Sun). It is shown that WLDs in the ionosphere exist practically constantly. The action of natural or artificial sources of energy produces changes in WLDs character, their spectral structure and amplitude variations. The amplitudes vary significantly during a day depending on space weather conditions. The relative amplitudes of WLDs change from units up to many ten percents.