

© С. В. Панасенко, Л. Ф. Черногор

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна МОН України

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ
В МЕЗОСФЕРЕ

Запропоновано новий метод дослідження хвильових збурень (ХЗ) у верхній мезосфері за даними середньочастотного радара часткових відбиттів. Приведені теоретичні основи методу і методика обробки, заснована на спектральному аналізі огинаючих зворотнорозсіяних сигналів. Представлено приклади результатів вимірів. Проаналізовано залежність статистичних характеристик ХЗ від їхнього періоду, а також від рівня магнітної активності.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование процессов в околоземной космической среде является одной из важнейших проблем геофизики, физики атмосферы и геокосмоса. Анализ многочисленных экспериментальных данных выявил регулярные и случайные вариации параметров (температуры, концентрации, химического состава и др.) нейтрального и заряженного компонентов околоземной плазмы. Определяющую роль в таких вариациях играют постоянно возникающие, распространяющиеся и диссипирующие волновые возмущения (ВВ). Особое внимание уделяется изучению волновых процессов в мезосфере (70—100 км), которая из-за сложности протекающих в ней физико-химических процессов является одной из наименее изученных областей геокосмоса. Поскольку пространственно-временное распределение всех источников ВВ достоверно не известно, экспериментальное исследование последних является актуальной задачей.

Для исследования мезосферы применяют целый ряд методов, основанных на анализе характеристик радиоволн и радиопомех различных диапазонов, оптического излучения, а также приземных электрических полей и вариаций магнитного поля [2, 7—9, 11]. При использовании радарных методов большое внимание уделяется вариациям горизонтальной скорости ветра $V(t)$ [6, 13]; иногда исследуются временные зависимости электронной концентрации $N(t)$. Нами предложен новый метод исследования ВВ, основанный на анализе статистических характеристик огинающих обратнорассеянных (ОР) сигналов, принимаемых среднечастотным (2-3 МГц) радаром. Технические характеристики радара приведены в работах [4, 10].

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Теория обратного рассеяния радиоволн показывает, что средние квадратичные значения огинающих ОР-сигналов можно определить из выражений [5]

$$\overline{A_{o,x}^2} = C \frac{\overline{\Delta N^2}}{(\omega \pm \omega_L)^2 + \nu^2} e^{-4K_{o,x}}.$$

Здесь индексы o , x относятся к обыкновенной и необыкновенной составляющим и по возможности будут опускаться, A — огинающая, C — константа, ΔN — флуктуации концентрации электронов N , ν — эффективная частота соударений электронов с нейтралами, ω — циклическая частота радиоволны, ω_L — продольная составляющая гирочастоты электронов ($f_L = \omega_L/2\pi \approx 1.3\text{МГц}$), K — интегральный коэффициент поглощения при однократном прохождении сигнала, чертой сверху обозначено усреднение по времени.

Распространение совокупности гармонических акустико-гравитационных волн (АГВ) в мезосфере сопровождается модуляцией электронной концентрации по закону:

$$N = N_0(1 + \delta_N),$$

$$\delta_N = \delta N/N_0 = \sum_j \delta_{N_m}(j) \cos \Phi(j),$$

$$\Phi(j) = \Omega(j)t - \mathbf{k}(j)\mathbf{r} + \Phi_0(j),$$

где Ω , \mathbf{k} , Φ_0 и δ_{N_m} — частота, волновой вектор, начальная фаза и относительная амплитуда ВВ; δN — абсолютные изменения электронной концентрации; j — индекс суммирования (в дальнейшем зависимость от j обычно будет опускаться). Здесь и далее нулевым индексом обозначено значение па-

раметра в отсутствие ВВ.

Найдем связь между $\overline{\Delta N^2}$ и N при прохождении АГВ. Зависимость $\overline{\Delta N^2}$ от времени описывается законом

$$\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} \overline{\Delta N^2} + D_a \overline{(\nabla \Delta N)^2} + \frac{\overline{\Delta N^2}}{t_N} = D_t (\nabla N)^2. \quad (1)$$

где D_a и D_t — коэффициенты амбиполярной и турбулентной диффузии соответственно, t_N — время становления N . Для приближенного решения (1) применим метод оценки производной. В этом случае можно записать

$$|\text{grad} \Delta N| \approx \Delta N/l, \quad |\text{grad} N| \approx N/L,$$

где l — характерный масштаб неоднородностей, L — характерный масштаб изменения N . Учитывая, что при гармонических вариациях $\partial/\partial t = \Omega = 2\pi/T$, где T — период, окончательно получим:

$$\overline{\Delta N^2} = \eta N^2, \quad \eta = \frac{D_t \tau}{L^2},$$

где τ — характерное время становления $\overline{\Delta N^2}$, которое в верхней мезосфере составляет 40—120 с.

Следовательно, можно записать

$$(\overline{\Delta N^2})^{1/2} = (\overline{\Delta N_0^2})^{1/2} \left(1 + \sum \delta_{Nm} \cos \Phi\right).$$

Частота соударений электронов с нейтралами пропорциональна давлению газа в мезосфере, которое изменяется по тому же закону, что и N . Поэтому

$$\nu = \nu_0 \left(1 + \sum \delta_{Nm} \cos \Phi\right).$$

Показатель поглощения электромагнитных волн определяется из известного соотношения [12]

$$\kappa_{o,x} = \frac{e^2 N \nu}{2 \varepsilon_0 m \omega [(\omega \pm \omega_L)^2 + \nu^2]}.$$

Основной вклад в интегральный коэффициент поглощения дают высоты больше 75—80 км, где $(\omega \pm \omega_L)^2 \gg \nu^2$. При этом выражение для $\kappa_{o,x}$ принимает вид

$$\kappa_{o,x} \approx \frac{e^2 N \nu}{2 \varepsilon_0 m \omega (\omega \pm \omega_L)^2}.$$

При прохождении АГВ выполняются соотношения

$$\kappa \approx \kappa_0 (1 + \sum \delta_{Nm} \cos \Phi)^2,$$

$$K \approx K_0 (1 + \sum \delta_{Nm} \cos \Phi)^2.$$

Исходя из изложенного, получаем

$$a \equiv (\overline{A^2})^{1/2} \approx a_0 \left(1 + \sum \delta_{Nm} \cos \Phi\right) \times$$

$$\times \exp \left[-2K_0 \left(2 \sum \delta_{Nm} \cos \Phi + \left(\sum \delta_{Nm} \cos \Phi \right)^2 \right) \right],$$

или

$$\delta_{\text{lna}} = \ln(a/a_0) = \ln \left(1 + \sum \delta_{Nm} \cos \Phi \right) - 2K_0 \left[2 \sum \delta_{Nm} \cos \Phi + \left(\sum \delta_{Nm} \cos \Phi \right)^2 \right]. \quad (2)$$

Из выражения (2) видно, что имеет место нелинейная зависимость δ_{lna} от δ_{Nm} . Можно показать, что при $K_0 \geq 1$ выражение для δ_{lna} принимает вид

$$\delta_{\text{lna}} \approx B_0 + \sum_j B_1(j) \cos \Phi(j) - \sum_j B_2(j) \cos 2\Phi(j) -$$

$$- \sum_{k>j} B_{11}(k, j) [\cos(\Phi(k) + \Phi(j)) + \cos(\Phi(k) - \Phi(j))],$$

где

$$B_0 = (1 + 4K_0) \sum \delta_{Nm} / 4,$$

$$B_1 = (1 - 4K_0) \delta_{Nm}, \quad B_2 = (1 + 4K_0) \delta_{Nm}^2 / 4,$$

$$B_{11}(k, j) = (1 + 4K_0) \delta_{Nm}(k) \delta_{Nm}(j) / 2.$$

Таким образом, основной вклад в δ_{lna} дают постоянная составляющая, колебания на основной и удвоенной частотах, а также на первых комбинационных частотах.

Запишем отношения B_2 и B_{11} к B_1 :

$$\frac{B_2(j)}{B_1(j)} = \frac{1 + 4K_0}{4(1 - 4K_0)} \delta_{Nm}(j),$$

$$\frac{B_{11}(k, j)}{B_1(j)} = \frac{1 + 4K_0}{2(1 - 4K_0)} \delta_{Nm}(k).$$

В частности, при $K_0 = 1$ получаем

$$B_2/B_1 = -(5/12) \delta_{Nm},$$

$$B_{11}/B_1 = -(5/6) \delta_{Nm}.$$

Как видно из экспериментальных данных (см. ниже), на высотах 85—90 км в основном $\delta_{Nm} \leq 0.2$ и $|B_2/B_1| \leq 0.08$, $|B_{11}/B_1| \leq 0.17$. Поэтому для верхней мезосферы справедливо выражение

$$\delta_{\text{lna}} \approx B_0 + (1 - 4K_0) \sum \delta_{Nm} \cos \Phi. \quad (3)$$

Из соотношения (3) видно, что для нахождения амплитуд колебаний, необходимо применение спектрального анализа к временным вариациям δ_{lna} .

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Методика выявления ВВ состоит из нескольких этапов. На первом этапе из массивов огибающих A и A_n (индекс n относится к радиопомехе) опреде-

ляются значения

$$a_1 = [(\overline{A^2})_{m_1} - (\overline{A_n^2})_{m_1}]^{1/2}$$

и

$$a_{n1} = (\overline{A_n^2})_{m_1}^{1/2}$$

Затем методом скользящего среднего с шагом Δt вычисляются тренды первичных последовательностей

$$a_2 = [(\overline{A^2})_{m_2} - (\overline{A_n^2})_{m_2}]^{1/2}$$

и

$$a_{n2} = (\overline{A_n^2})_{m_2}^{1/2}$$

(Здесь и далее индексы m_1 и m_2 показывают интервал усреднения в минутах.) Наконец, из полученных величин формируются массивы $\delta_{\text{ina}} = \ln(a_1/a_2)$, которые являются исходными для получения оценок периодов и амплитуд ВВ.

При $m_1 = 1$, $m_2 = 120$, $K = 1-10$ и отношении сигнал/помеха $q = 3-30$ относительные погрешности определения амплитуд относительной электронной концентрации не превышают 30 % при $\delta_{N_m} = 0.07-0.01$ соответственно.

Анализ экспериментальных данных показывает, что продолжительность гармонических ВВ обычно составляет всего несколько периодов (минимум два-три). Поэтому для их выявления целесообразно применять динамическое оконное спектральное оценивание. Для нахождения амплитуд колебаний было выбрано дискретное преобразование Фурье вида

$$X(T, t) = \frac{2\gamma\Delta t}{t_w} \sum_{t_1=t-t_w/2}^{t+t_w/2} \delta_{\text{ina}}(t_1)w(t_1)\exp\left(-i\frac{2\pi t_1}{T}\right),$$

$$S(T, t) = \sqrt{\text{Re}[X(T, t)]^2 + \text{Im}[X(T, t)]^2},$$

где S — динамический спектр амплитуд, t — время, соответствующее середине интервала обработки, t_w — ширина интервала, Δt — шаг по времени, $w(t_1) = 0.54 + 0.46\cos[2\pi(t_1 - t)/t_w]$ — окно Хэмминга, $\gamma \approx 1.6$ — нормировочный множитель, i — мнимая единица.

Решение о наличии либо отсутствии колебаний с данным периодом принималось с использованием метода множественной корреляции. Как показано в работе [1], значение амплитуды с вероятностью $1 - \alpha$ не случайно отлично от нуля, если выполняется условие

$$S > 2\sigma \sqrt{\frac{F_{2,M-3}(\alpha)}{2F_{2,M-3}(\alpha) + M - 3}},$$

где σ — стандартное отклонение величины δ_{ina} , $M = t_w/\Delta t$ — количество значений δ_{ina} на интервале обработки, $F_{2,M-3}(\alpha)$ есть 100 α %-я точка распре-

ления Фишера со степенями свободы $p_1 = 2$, $p_2 = M - 3$.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЯ И ОБРАБОТКИ

Продолжительные (не менее 5 ч) измерения огибающих ОР-сигналов проводились в 2000—2003 гг. в магнитоспокойные и магнитовозмущенные дни (индекс $K_p = 0-7$). Всего было обработано более 120 ч регистраций, а с учетом того, что измерения выполнялись для одной-трех высот, суммарная продолжительность наблюдений составила более 250 ч.

Примеры временных зависимостей δ_{ina} для четырех дней приведены на рис. 1. Для них $\Delta t = 1$ мин, $m_1 = 1$, $m_2 = 120$. Отношение сигнал/помеха превышало 5 дБ ($q \geq 3$). Видны квазипериодические колебания, имеющие продолжительность не менее двух-трех периодов. Абсолютные значения δ_{ina} в основном лежали в пределах от 0 до 0.7. В отдельных случаях они достигали значений 1—1.5.

На рис. 2 представлены примеры динамических спектров амплитуд δ_{N_m} для тех же дней, что и на рис. 1. Здесь результаты представлены на плоскости время — период в виде оттенков серого цвета,

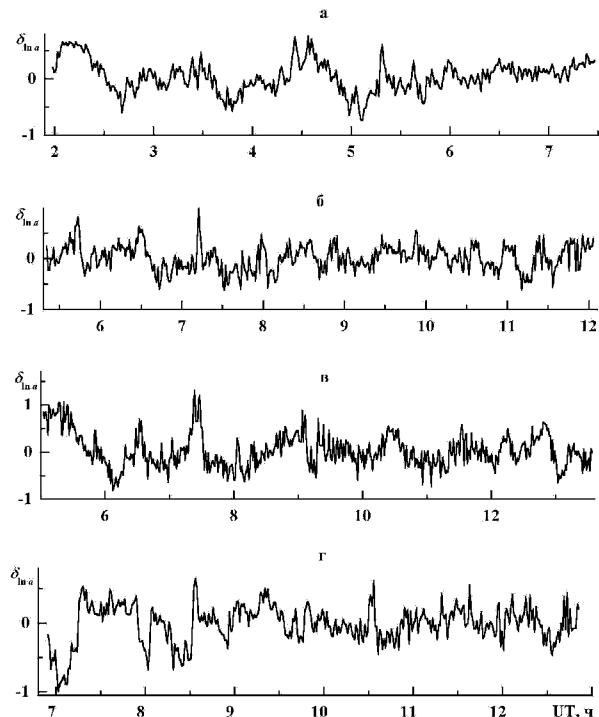


Рис. 1. Примеры временных зависимостей δ_{N_m} на высотах 85—95 км для 15.05.2002 г. (а), 26.06.2002 г. (б), 03.10.2002 г. (в) и 22.01.2003 г. (г)

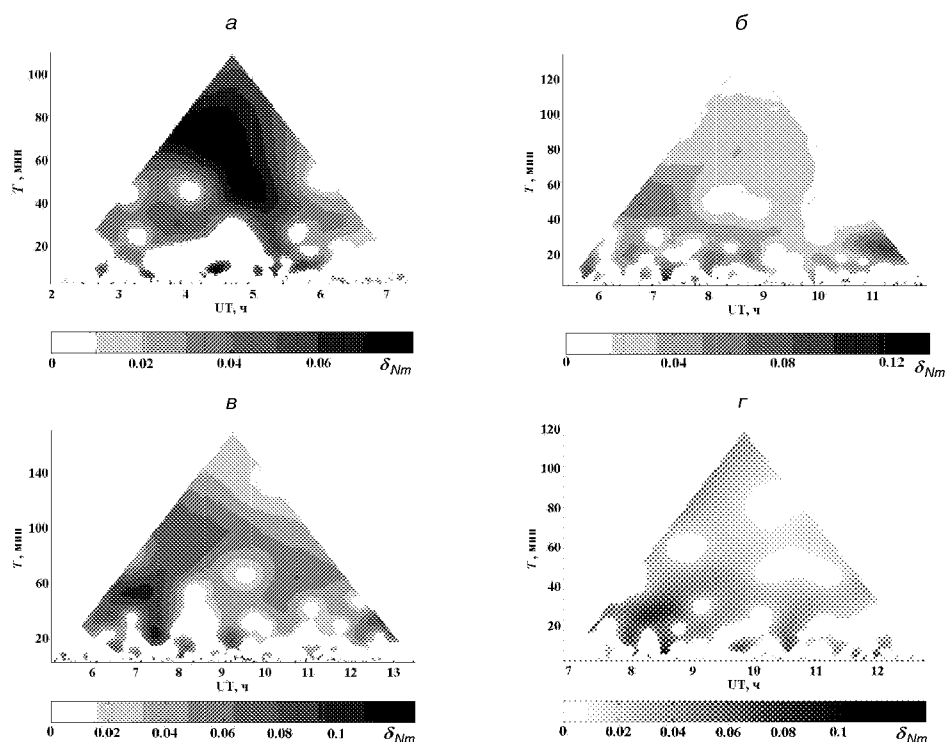


Рис. 2. Примеры динамических спектров амплитуд относительных флуктуаций электронной концентрации на высотах 85—95 км для 15.05.2002 г. (а), 26.06.2002 г. (б), 03.10.2002 г. (в), 22.01.2003 г. (г). Здесь T — период колебания, δ_{Nm} — его амплитуда

причем большим значениям δ_{Nm} соответствует более темный цвет. Как видно, обусловленные атмосферными волнами колебательные процессы имели место на протяжении всего времени наблюдения. Максимальное значение их амплитуд составляло 8—15%. Анализ результатов показал, что эти колебания условно можно разделить на следующих два типа.

1. Колебания с периодами 30—120 мин. Они наблюдались практически всегда.

2. Колебания с периодами 5—25 мин. Они наблюдались в отдельные временные интервалы, причем имели место как непрерывный спектр колебаний, так и отдельные периоды.

Для выявления статистических закономерностей был также проведен статистический анализ амплитуд и длительностей колебаний для дней с различным уровнем магнитной активности. При этом дни наблюдений классифицировались как слабовозмущенные ($\Sigma K_p \leq 20$), возмущенные ($20 < \Sigma K_p < 35$) и сильновозмущенные ($\Sigma K_p \geq 35$). На рис. 3 изображены примеры гистограмм амплитуд колебаний и зависимостей их средней суммарной относительной длительности для дней, различающихся магнитной активностью. Из рисунка видно, что

закон распределения амплитуд колебаний близок к закону Рэлея. Их средние значения увеличиваются с ростом магнитной активности. Суммарная относительная продолжительность колебаний первого типа слабо зависит от их периода. Долгопериодические колебания (30—120 мин) имеют значительную относительную продолжительность ν_T , достигающую 60—90% от времени наблюдения. При этом выделяются максимумы продолжительностей колебаний с периодами 30, 40, 60 мин, которые наиболее выражены в сильновозмущенные дни. Прослеживается также тенденция к увеличению ν_T при росте магнитной активности. Для колебаний второго типа характерна близкая к линейной зависимость ν_T от периода, причем их суммарная относительная продолжительность не превышает 20—45%.

ОБСУЖДЕНИЕ

Предложенный метод выявления ВВ обладает достаточно хорошим (около 3 км) высотным разрешением, чем он выгодно отличается от радарных методов метеорных отражений, оптических методов

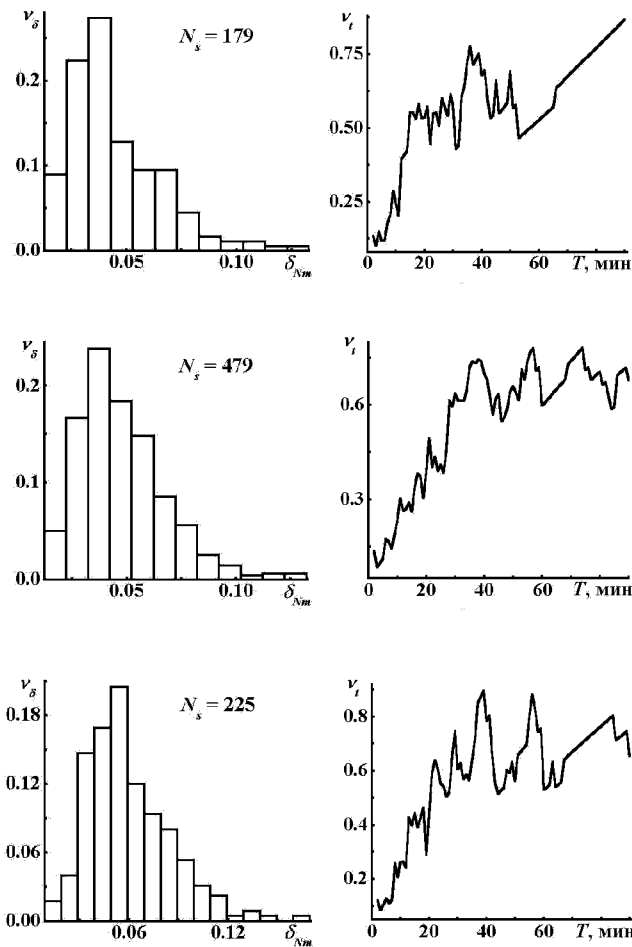


Рис. 3. Примеры гистограмм амплитуд относительных флуктуаций электронной концентрации (а), а также зависимость средней суммарной относительной длительности колебаний от их периода (б) на высотах 85—95 км для слабозамушенных (верхняя панель), замушенных (средняя панель) и сильвозамушенных (нижняя панель) дней; N_s — объем выборки

и методов, основанных на анализе характеристик радиопомех [2, 6—9, 11]. Перечисленные методы основываются на приеме радиосигналов, отраженных или рассеянных неоднородными слоями показателя преломления среды, высота которых изменяется под действием внешних факторов. Кроме того, метод не требует, как, например, метод некогерентного рассеяния [3], дорогостоящего оборудования и сложных антенных систем, хотя и не позволяет проводить комплексную диагностику плазмы. К достоинствам метода также следует отнести слабую зависимость его работоспособности от явлений в нижней атмосфере (облачности, осадков). Недостатками метода являются возможность применения лишь в дневное время и довольно

узкий диапазон исследуемых высот ($z = 75—95$ км), когда возможен уверенный прием ОР сигналов с $q \geq 3$ и интегральный коэффициент поглощения составляет $K_o \approx 1$ и $K_x \approx 6$.

Выявленные при помощи данного метода колебания первого типа, вероятно, связаны с прохождением гравитационных волн, генерируемых в высоких широтах. Источниками этих волн являются мощные электрические поля и высокоэнергичные частицы, выпадающие из радиационных поясов при вариациях космической погоды. Однако они могут также генерироваться при прохождении солнечного терминатора, за счет неравномерного прогревания подстилающей поверхности, а некоторые из них могут являться собственными колебаниями Земли и атмосферы. Колебания второго типа, по-видимому, вызваны локальными источниками, расположенными в нижней атмосфере. Ими могут быть ветровые сдвиги, турбулентные вихри, локальные особенности рельефа, прохождение атмосферных фронтов, а также антропогенные воздействия.

Близость закона распределения амплитуд колебаний к закону Рэля указывает на большое количество факторов, оказывающих совместное влияние на генерацию и распространение ВВ. Обнаруженное увеличение средних амплитуд колебаний с ростом магнитной активности, скорее всего, указывает на непосредственную связь наблюдаемых колебаний с процессами в высоких широтах, интенсивность которых значительно усиливается во время магнитных возмущений. В целом периоды выявленных колебаний и их длительность в мезосфере подобны наблюдаемым в термосфере на высотах 125—500 км и выше [3], что указывает на большие (порядка 100 км) вертикальные масштабы ВВ и подтверждает тесную взаимосвязь верхней мезосферы с термосферой. Взаимодействие между последними осуществляется, в частности, при помощи ВВ.

ВЫВОДЫ

1. Предложен новый метод исследования ВВ в мезосфере. Метод основан на статистическом и спектральном анализе огибающих радиосигналов, отраженных неоднородностями электронной концентрации, и применим в дневное время на высотах 75—95 км.

2. По экспериментальным данным получены амплитуды вызванных ВВ колебаний относительной электронной концентрации в дни, соответствующие различным сезонам и уровням магнитной активности. Показано, что относительные амплитуды ВВ в верхней мезосфере в дневное время не превышают

15—25 %. Обнаружены два типа колебаний с периодами 5—25 мин и 30—120 мин, имеющие, по-видимому, различные источники происхождения.

3. Проведен статистический анализ параметров ВВ. Проиллюстрировано, что закон распределения амплитуд колебаний близок к закону Рэлея, что, вероятно, вызвано большим количеством источников ВВ и изменяющимися условиями распространения. Обнаружена тенденция к увеличению средних амплитуд колебаний и их суммарной относительной продолжительности с ростом магнитной активности. Показано, что ВВ в зависимости от периода наблюдаются в течение 20—90 % времени измерений.

Авторы благодарят А. И. Гритчина, В. А. Подноса за организацию и проведение измерений, а также К. П. Гармаша и В. Г. Сомова за техническое обслуживание и модернизацию радара.

1. Андерсон Т. Статистический анализ временных рядов. — М.: Мир, 1976.—755 с.
2. Аушев В. М., Ашкалиев Я. Ф., Винс Р. Х. и др. Спектр атмосферных гравитационных волн в мезосфере и термосфере // Геомагнетизм и аэронавигация.—2002.—42.—С. 560—568.
3. 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.—С. 5—28.
4. Гритчин А. И., Дорохов В. Л., Концевая Л. Г. и др. Стационарный комплекс аппаратуры для исследования нижней ионосферы методом частичных отражений // Вестник Харьков. ун-та. Радиофизика и электроника.—1988.—№ 318.—С. 21—24.
5. Иванов В. А. Исследование D-области ионосферы методом частичных отражений. — Йошкар-Ола: ВИНТИ, 1985.—196 с.
6. Кашеев Б. Л., Олейников А. И. Пространственно-временная структура внутренних гравитационных волн в области мезопаузы — нижней термосферы по радиолокации метеоров // Геомагнетизм и аэронавигация.—2001.—41.—С. 382—387.

7. Михайлов Ю. М., Михайлова Г. А., Дружин Г. И., Капустина О. В. Обнаружение атмосферных волн в спектрах мощности атмосферных помех на Камчатке // Геомагнетизм и аэронавигация.—2004.—44.—С. 245—253.
8. Михайлов Ю. М., Михайлова Г. А., Капустина О. В. и др. Вариации атмосферных помех на Камчатке во время солнечных вспышек и геомагнитных возмущений // Геомагнетизм и аэронавигация.—2001.—41.—С. 836—840.
9. Михайлов Ю. М., Михайлова Г. А., Капустина О. В. и др. Вариации спектров мощности электрического поля приземной атмосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэронавигация.—2003.—43.—С. 422—428.
10. Панасенко С. В., Розуменко В. Т., Тырнов О. Ф., Черногор Л. Ф. Результаты исследования динамических процессов в нижней ионосфере // Космічна наука і технологія.—2003.—9, № 5/6.—С. 76—80.
11. Ямпольский Ю. М., Зализовский А. В., Литвиненко Л. Н. и др. Вариации магнитного поля в Антарктике и сопряженном регионе (Новая Англия), стимулированные циклонической активностью // Радиофизика и радиоастрономия.—2004.—9.—С. 130—151.
12. Budden K. G. The propagation of radio waves: The theory of radio waves of low power in the ionosphere and magnetosphere. — Cambridge, 1988.—669 p.
13. Manson A. H., Meek C. E., Koshyk J., et al. Gravity wave activity and dynamical effects in the middle atmosphere (60—90 km): observations from an MF/MLT radar network, and results from the Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM) // J. Atm. Sol-Terr. Phys.—2002.—64.—P. 65—90.

SOME RESULTS OF INVESTIGATION OF WAVE DISTURBANCES IN THE MESOSPHERE

S. V. Panasenko, L. F. Chernogor

We developed a new method for the study of wave disturbances (WD) in the upper mesosphere with the use of Kharkiv MF radar data. We present the theoretical foundations of the method and data processing procedure based on the spectral analysis of the envelope amplitudes of the backscattered radio signals. The method is illustrated by a typical set of measurements, and the dependences of the WD statistical features on their period as well as on the level of magnetic activity are analysed.