

УДК 551.510

ВАРИАЦИИ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НОЧНОГО МЕЗОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД МОСКВОЙ

*С. Б. Розанов**, *А. С. Завгородний*, *А. Н. Игнатъев*, *А. Н. Лукин*

Физический институт им. П. Н. Лебедева РАН, г. Москва, Россия

Рассмотрены аппаратура и методика для ночных наземных измерений линии излучения атмосферного озона на частоте 142,175 ГГц. Спектры излучения озона измерялись в Москве в холодные месяцы 2014–2016 годов с временным разрешением около 2 мин. Проведён частотно-временной анализ вариаций разностей яркостных температур линии излучения озона при отстройках от её центра 0÷50, 50÷150 и 150÷250 кГц. При использовании временных окон с полушириной 10÷60 мин выявлены вариации с периодами от 6 мин до 3 ч, которые могут быть связаны с распространением волн в мезосфере и нижней термосфере.

ВВЕДЕНИЕ

В ночное время на высотах мезосферы и нижней термосферы Земли (50÷100 км) озон не разрушается солнечным излучением и его содержание значительно возрастает по сравнению с дневными часами [1, 2]. Для исследования характеристик озона в этих труднодоступных слоях атмосферы неприменимы озонозонды, традиционные наземные оптические методы и лидарное зондирование, а контактные измерения с помощью метеорологических ракет [3, 4] относительно редки из-за их высокой стоимости. Основным методом исследований озона в мезосфере и нижней термосфере является спутниковое дистанционное зондирование в ультрафиолетовом, оптическом, инфракрасном, субмиллиметровом и миллиметровом диапазонах длин волн [5–11]. С поверхности Земли дистанционное зондирование мезосферного озона проводится в миллиметровом диапазоне [12–17] и, со значительно худшим отношением сигнал/шум, в сантиметровом диапазоне [18] длин волн. Возможно также не прямое определение концентрации озона в мезосфере и нижней термосфере с помощью метеорных радаров [19].

По данным ракетного и спутникового зондирования озона в мезосфере и нижней термосфере [2–4, 6, 7, 20, 21] установлено, что в ночное время вертикальное распределение относительного содержания (отношения смеси) озона имеет максимум на высоте около 90 км и минимум около 80 км. Кроме того, в профиле относительного содержания мезосферного озона может возникать дополнительный максимум на высотах 60÷70 км.

В 1988–1989 годах на миллиметровых волнах обнаружены вариации излучения мезосферного озона в ночное время и выявлена его компонента, изменяющаяся с периодом около 4 ч [12]. В 1999–2006 годах в ФИАН и ИФА РАН были впервые проведены одновременные ночные наземные измерения концентрации озона (в миллиметровом диапазоне) и температуры атмосферы (в инфракрасном диапазоне) на высотах около 90 км [16, 17]. Результаты этих измерений показали, что максимум ночного распределения озона вблизи 90 км демонстрирует большую межсуточную изменчивость. Были также обнаружены более быстрые вариации излучения ночного озона с периодами от нескольких минут до нескольких часов [16, 17], которые могут быть связаны с волновыми возмущениями в мезосфере и нижней термосфере [22–27]. Использование для исследования таких вариаций излучения озона спутниковых приборов лимбового зондирования, быстро

* sergroz@sci.lebedev.ru

движущихся по орбите, проблематично, и наземные измерения оказываются предпочтительнее. В данной работе для изучения быстрых вариаций излучения ночного мезосферного озона над Москвой был использован новый автоматизированный озонометр 2-х миллиметрового диапазона длин волн с улучшенной чувствительностью [28, 29]. Основной целью работы были регистрация и частотно-временной анализ быстрых вариаций яркостной температуры излучения ночного мезосферного озона.

1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

До высот 70–75 км в атмосфере Земли уширение линий собственного теплового излучения озона на частотах 100–150 ГГц определяется столкновениями молекул и падает с ростом высоты пропорционально давлению. Выше 75 км основным становится доплеровское уширение, слабо зависящее от высоты [30]. Увеличение содержания озона выше 50 км в ночное время приводит к росту яркостной температуры в центрах его линий. Это иллюстрируется на рис. 1, где показана линия излучения озона с центральной частотой $f_0 = 142,175$ ГГц, измеренная в ФИАН 28 декабря 2015 года с 1,5-часовым усреднением в дневное и ночное время (линия скорректирована на тропосферное поглощение). Видно, что в центре линии разница яркостной температуры T между ночным и дневным спектрами составляет около 3,5 К.

В работе [17] показано, что при дополнительном предположении о наличии в вертикальном распределении озона в ночное время максимумов вблизи 90 и 65 км информация о профиле озона в мезосфере может быть получена методом Тихонова из разностей яркостных температур в центре линии, измеренной спектрометром с высоким частотным разрешением. Так, для линии на частоте 142,175 ГГц при ширине спектрального канала 0,1 МГц практически весь сигнал от озона, содержащегося в максимуме вертикального распределения на высоте около 90 км, может быть зарегистрирован в каналах спектрометра с отстройками от центра линии $\delta f = 0, \pm 50, \pm 150$ кГц. Наиболее информативными для определения амплитуды этого максимума являются разности яркостных температур в каналах с отстройками частоты ± 50 и ± 150 кГц. Для определения амплитуды дополнительного максимума вертикального распределения на высотах около 65 км необходимо также использовать разности яркостных температур в каналах с отстройками частоты ± 150 и ± 250 кГц. Таким образом, колебания разностей яркостных температур в центральных каналах спектрометра указывают на колебания концентрации ночного озона выше 50 км.

Новый передвижной озонометр ФИАН [28, 29], предназначенный для регистрации спектральной линии излучения озона на частоте 142,175 ГГц, включает в себя неохлаждаемый модуляционный супергетеродинный приёмник со смесителем на планарном диоде Шоттки, два анализатора спектра (акустооптический и фильтровой) и компьютер со специальными интерфейсами и программным обеспечением. Широкополосный 1000-канальный акустооптический спектроанализатор (АОС) обеспечивает полосу анализа около 500 МГц с разрешением около 1 МГц, а уз-

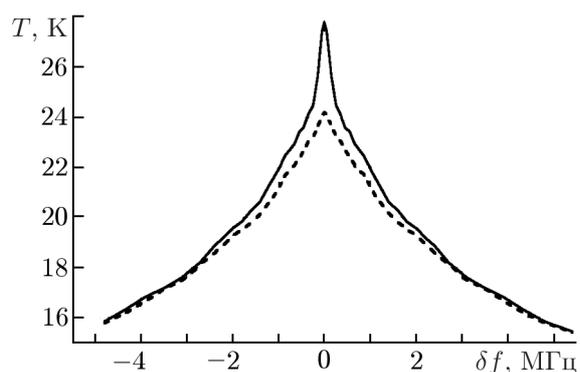


Рис. 1. Центральная часть спектральной линии озона на частоте 142,175 ГГц, измеренная в ФИАН 28 декабря 2015 года днём (15:08–16:43 ЛТ, штриховая линия) и ночью (20:22–21:57 ЛТ, сплошная линия). Угол места антенны $\alpha = 30^\circ$, сделан пересчёт к внетропосферным условиям

кополосный 50-канальный фильтровой анализатор спектра АС-50 при полосе 10,8 МГц имеет разрешение, меняющееся от 0,1 МГц в центре линии до 0,6 МГц на краях полосы. Анализатор АОС используется для измерений профилей концентрации стратосферного озона в диапазоне высот 15–55 км [29], а анализатор АС-50, сетка частот центральных каналов которого соответствует приведённым выше значениям отстроек частоты δf , — для наблюдений мезосферного озона.

Средняя однополосная шумовая температура озонометра составляет $T_r \approx 1100$ К, она существенно снижена по сравнению с предыдущим поколением аппаратуры [31] (около 1500 К в неохлаждаемом варианте). В автоматическом режиме работы управление озонометром производится через 16-канальный модуль DAQ-2214 фирмы «Adlink». Для опроса анализатора спектра АС-50 используется 64-канальный модуль DAQ-2206 той же фирмы. Озонометр разработан совместно с ИПФ РАН, СПбГПУ, ОАО «НИИПП», СКБ ИРЭ РАН, ПРАО АКЦ ФИАН и рядом других организаций. Программное обеспечение озонометра создано С. В. Логвиненко (ПРАО АКЦ ФИАН) и С. К. Кругловым (СПбГПУ).

Прибор установлен в Москве в лаборатории перед радиопрозрачным двухслойным окном из полиэтиленовой плёнки с толщиной 0,05 мм. Потери на отражение от плёнки (около 2%) учитываются при обработке результатов измерений. Антенна озонометра обеспечивает изменение угла места α от 0° до 52° , однако местные предметы и рама окна ограничивают углы места пределами $23^\circ \div 40^\circ$. Ширина осесимметричной гауссовой диаграммы направленности антенны равна $1,5^\circ$ по уровню -3 дБ. Вход приёмника переключается с антенны на опорный излучатель с частотой 30 Гц вращающимся зеркалом модулятора-переключателя. Время переключения по уровням 0,1/0,9 составляет 2% от периода, отвечающего частоте модуляции. Для исключения переходных процессов сигналы, идущие к анализаторам спектра, стробируются импульсами с длительностью 96% от полупериода модуляции. В каналах АС-50 установлены синхронные детекторы с постоянной времени RC-цепочек $t_{RC} = 1$ с, поэтому сигналы на выходах каналов пропорциональны разностям яркостных температур антенны и опорного излучателя.

Опорный излучатель состоит из двух перпендикулярных друг другу чёрнотельных нагрузок, одна из которых охлаждается жидким азотом в пенопластовой кювете, и поляризационной проволочной сетки в диагональной плоскости между ними. При поворотах сетки яркостная температура опорного излучателя T_{ref} для принимаемой смесителем поляризации плавно регулируется от 89 до 300 К [28]. При калибровке озонометра опорный излучатель устанавливается в положение с минимальной температурой, а луч, идущий от антенны, перекрывается тёплой нагрузкой с яркостной температурой около 300 К. В течение двух этапов калибровки с длительностью t_{cal} каждый (при фазах опорного сигнала 0° и 180°) с периодом опроса $t_c = 1$ с накапливаются отсчёты с выходов каналов АС-50, соответствующие разности температур тёплой нагрузки и опорного излучателя (т. е. калибровочной ступеньке температур, равной примерно 211 К). Вычитание усреднённых напряжений на этапах даёт сигналы, соответствующие удвоенной калибровочной ступеньке температур.

После завершения калибровки яркостная температура опорного излучателя устанавливается близкой к средней яркостной температуре неба T_{skyW} в полосе АС-50 (квазиулевого режим измерений, индекс W означает, что излучение частично ослаблено окном комнаты), а тёплая нагрузка выводится из луча антенны. В течение двух этапов измерений с длительностью t_{meas} каждый проводится накопление отсчётов, соответствующих измеряемым разностям яркостных температур неба и опорного излучателя, $T_{skyW}(f_n) - T_{ref}$, при фазах опорного напряжения 0° и 180° . Здесь f_n — центральная частота n -го канала АС-50. Вычитание усреднённых напряжений этапов даёт сигналы, соответствующие удвоенным разностям яркостных температур неба и опорного излучателя в каналах АС-50. При вычислении дисперсий спектра неба $T_{skyW}(f_n)$, измеренного относительно температуры опорного излучателя T_{ref} , дисперсии средних напряжений,

рассчитанные компьютером на этапах калибровки и измерений, умножаются на коэффициент $F = 2,14$, учитывающий частичную коррелированность отсчётов [32].

Длительность этапов измерений $t_{\text{meas}} = 50$ с была выбрана в результате компромисса: с одной стороны, она позволяла реализовать достаточно высокую чувствительность аппаратуры, с другой стороны — проводить измерения достаточно быстро, чтобы, в соответствии с теоремой Котельникова, регистрировать весь спектр частот внутренних гравитационных волн в мезосфере и нижней термосфере, возможные периоды которых составляют больше 4,5 мин [22–24, 26]. В настоящее время цикл наблюдений с АС-50 состоит из двух этапов калибровки и 12 пар этапов измерений спектров с длительностями $t_{\text{cal}} = t_{\text{meas}} = 50$ с и занимает по времени 1 445 с. С учётом необходимых переключений и пауз единичные спектры озона записываются каждые 110 с. До-заливка жидкого азота в калибровочную кювету проводится перед началом каждой калибровки и, с ноября 2015 года, дополнительно в середине каждого цикла. Получаемые при $t_{\text{meas}} = 50$ с значения среднеквадратичного отклонения $\sigma_{\text{skyW}n}$ для центральных каналов анализатора АС-50 с шириной 0,1 МГц составляют $0,7 \div 1,4$ К с типичным значением $\sigma_{\text{skyW}} = 1,0$ К. В ходе наблюдений вариации яркостных температур единичных спектров озона в центральных каналах АС-50 неоднократно достигали $2 \div 4$ К и более чем вдвое превышали σ_{skyW} .

Измерения излучения мезосферного озона с анализатором АС-50 выполнялись в Москве с января 2014 по февраль 2016 года в холодные месяцы (ноябрь–март) в вечерние, ночные и ранние утренние часы, преимущественно в ясную или малооблачную погоду. Длительности 25 проведённых сеансов непрерывных наблюдений составили от 4,5 до 16 ч, число записываемых спектров — от 62 до 475. В Москве астрономическая ночь в месяцы наблюдений наступает через два с небольшим часа после захода Солнца и заканчивается за такое же время до его восхода [33]. Длительности рядов в условиях астрономической ночи составили от 3,5 до 12 ч с числом спектров от 48 до 352. Важно отметить, что из-за перерывов на калибровку и возможных дополнительных пауз для изменения параметров озонметра оператором единичные спектры записываются неравномерно по времени.

В ходе первичной обработки единичных спектров $T_{\text{skyW}}(f_n)$ вводились поправки на потери в окне комнаты и проводился пересчёт спектров к внетропосферным условиям. Величина тропосферного поглощения L оценивалась по измеренному значению яркостной температуры неба в широкополосном канале озонметра с полосой 0,6 ГГц. Наблюдения проводились при углах места антенны $\alpha = 24^\circ \div 32^\circ$, значения тропосферного поглощения составляли $L = 1,3 \div 2,0$, с типичным значением $L_0 = 1,6$. Яркостные температуры единичных «внетропосферных» спектров озона в каналах АС-50 обозначим T_{ozn} , оценка их среднеквадратичного отклонения (СКО) для центральных каналов равна $\sigma_{\text{oz}} = L_0 \sigma_{\text{skyW}} = 1,6$ К. На рис. 2 показан массив «внетропосферных» единичных спектров озона, полученный во время ночных наблюдений 15–16 марта 2015 года. На левом нижнем краю рисунка виден вечерний переход от дневных спектров с меньшей амплитудой линии к более высоким ночным спектрам, а на правом верхнем краю — обратный переход в утренние часы.

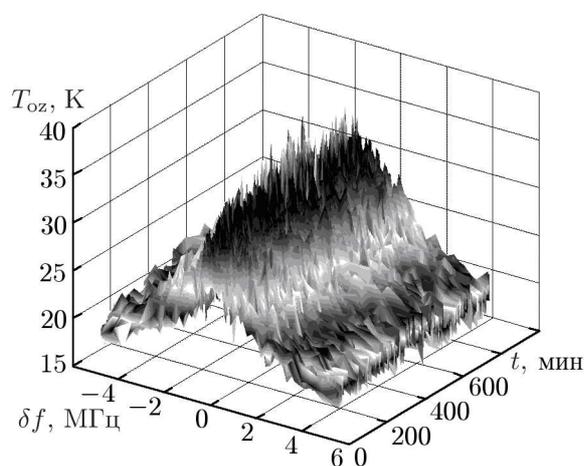


Рис. 2. Массив «внетропосферных» спектров излучения атмосферного озона, полученных за сеанс 15–16 марта 2015 года. Угол места антенны $\alpha = 24^\circ$

Для восстановления вертикального распределения озона в ФИАН применяется вариант метода Тихонова, в котором используются не абсолютные значения яркостных температур, а их разности [34], что существенно снижает влияние дрейфов параметров аппаратуры и погрешностей калибровки. Поэтому последующий частотно-временной анализ проводился для разностей яркостных температур единичных «внетропосферных» спектров озона

$$\Delta T_1 = T_{\text{oz}}^{\text{d}}(0) - T_{\text{oz}}^{\text{d}}(50 \text{ кГц}), \quad (1)$$

$$\Delta T_2 = T_{\text{oz}}^{\text{d}}(50 \text{ кГц}) - T_{\text{oz}}^{\text{d}}(150 \text{ кГц}), \quad (2)$$

$$\Delta T_3 = T_{\text{oz}}^{\text{d}}(150 \text{ кГц}) - T_{\text{oz}}^{\text{d}}(250 \text{ кГц}). \quad (3)$$

Здесь величины $T_{\text{oz}}^{\text{d}}(\delta f) = [T_{\text{oz}}(+\delta f) + T_{\text{oz}}(-\delta f)]/2$ представляют собой полусуммы значений яркостных температур в симметричных точках относительно центра линии. Такое усреднение улучшает отношение сигнал/шум в $\sqrt{2}$ раз. Поскольку для разностей яркостных температур в непрерывающихся каналах АС-50 СКО будет в $\sqrt{2}$ раз больше, чем для самих яркостных температур, итоговая оценка СКО для ΔT_2 и ΔT_3 при времени накопления единичных спектров $2t_{\text{meas}} = 100$ с равна $\sigma_{23} = \sigma_{\text{oz}} = 1,6$ К. Для разности яркостных температур ΔT_1 , с учётом частичного наложения частотных характеристик каналов АС-50 с отстройками частоты 0 и 50 кГц, оценка СКО оказывается в $\sqrt{2}$ раз меньше: $\sigma_1 = \sigma_{\text{oz}}/\sqrt{2} \approx 1,1$ К.

2. МЕТОДИКА ЧАСТОТНО-ВРЕМЕННОГО АНАЛИЗА

Для частотно-временного анализа длительных рядов измерений наиболее часто используются вейвлет-преобразование и различные варианты оконного преобразования Фурье [35–37]. Однако их алгоритмы работают для равномерных по времени выборок. В нашем случае спектры озона записаны неравномерно по времени. Интерполировать неравномерные по времени данные на равномерную временную сетку нежелательно [38], т. к. проводимое при интерполяции сглаживание может приводить к потере в спектре частот порядка $1/(2\Delta t)$, где Δt — среднее время между измерениями. С другой стороны, использование преобразования Фурье для неравномерных выборок, как показано в работе [38], не вполне корректно, а адаптация алгоритмов вейвлет-преобразования для анализа неравномерных выборок достаточно трудоёмка. Поэтому в данной работе для частотного анализа неравномерных по времени рядов данных использовались периодограммы Ломба [38, 39].

Пусть N измерений X_j некоторой величины $X(t)$ получены в моменты времени $t = t_j$, $j = 1, \dots, N$, $t_{j+1} > t_j$, $t_N - t_1 = T_{\text{T}}$. Периодограмма Ломба, дающая спектр мощности для выборки $\{X_j\}$, определяется как

$$Q_{\text{LX}} = \frac{1}{2} \left(\frac{\left\{ \sum_{j=1}^N (X_j - \bar{X}) \cos[\omega(t_j - \tau)] \right\}^2}{\sum_{j=1}^N \cos^2[\omega(t_j - \tau)]} + \frac{\left\{ \sum_{j=1}^N (X_j - \bar{X}) \sin[\omega(t_j - \tau)] \right\}^2}{\sum_{j=1}^N \sin^2[\omega(t_j - \tau)]} \right), \quad (4)$$

где параметр τ находится из соотношения

$$\text{tg}(2\omega\tau) = \frac{\sum_{j=1}^N \sin(2\omega t_j)}{\sum_{j=1}^N \cos(2\omega t_j)}. \quad (5)$$

Здесь ω — круговая частота, \bar{X} — среднее по выборке $\{X_j\}$ значение величины $X(t)$. В работах [38, 39] показано, что, если $X(t)$ является случайной гауссовой величиной с дисперсией σ_X^2 , то вероятность p_0 превышения шумовым выбросом в спектре (4) уровня $z\sigma_X^2$ (безразмерный параметр z называют порогом обнаружения) на одной из M независимых частот, т. е. вероятность «ложной тревоги», составляет

$$p_0 = 1 - [1 - \exp(-z)]^M \approx M \exp(-z). \quad (6)$$

При этом правое приближённое равенство в (6) справедливо для $p_0 \leq 0,1$. Для выборок с относительно небольшим нарушением регулярности отсчётов (как в нашем случае) рекомендуется брать $M \approx N$ [40]. Тогда из выражения (6) следует, что значение порога z , соответствующего заданной вероятности p_0 , равно

$$z \approx \ln(N/p_0). \quad (7)$$

Для определения временных характеристик наблюдаемых колебаний яркостных температур необходимо использовать частотно-временной анализ, при котором часть выборки выделяется скользящим временным окном. В простейшем случае оконная функция $w(t - t_0) = 1$ при $|t - t_0| \leq T_w$ и $w(t - t_0) = 0$ при $|t - t_0| > T_w$, где t_0 — центр окна, T_w — его полуширина. Чтобы исключить ложные спектральные компоненты, связанные с резкими краями такого окна, обычно выбирают временные окна в виде плавно спадающих к нулю функций [41]. В данной работе использовались гауссовские окна

$$w(t - t_0) = \exp\left[-\frac{(t - t_0)^2}{2T_w^2}\right] \quad (8)$$

с полушириной $T_w = 10 \div 60$ мин.

При введении окна наблюдений $w(t - t_0)$ в формуле (4) вместо величины $X(t)$ используется её произведение на оконную функцию:

$$X_w(t, t_0) = X(t)w(t - t_0), \quad X_{wj} = X(t_j)w(t_j - t_0). \quad (9)$$

Среднее по выборке $\{X_{wj}\}$ значение величины $X_w(t, t_0)$ зависит от формы окна и положения его центра t_0 . В знаменателях формулы (4) квадраты синусов и косинусов умножаются на квадраты

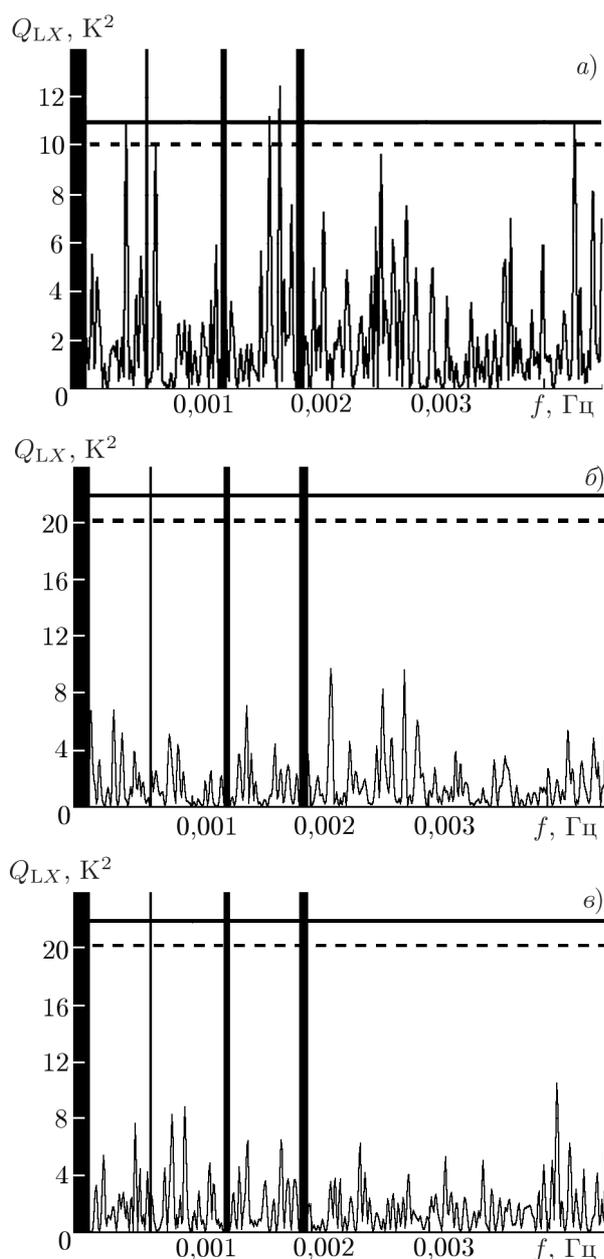


Рис. 3. Спектральные мощности колебаний разностей яркостных температур ΔT_1 (а), ΔT_2 (б) и ΔT_3 (в), соответствующих отстройкам от центра линии $0 \div 50$ кГц; $50 \div 150$ кГц и $150 \div 250$ кГц, рассчитанные для ночи 25–26 февраля 2015 года без временных окон

оконной функции $[w(t_j - t_0)]^2$, а в формуле (7) вместо полного числа точек выборки N берётся их эффективное количество в пределах окна $N_w(t_0)$, равное

$$N_w(t_0) = \sum_{j=1}^N w(t_j - t_0). \quad (10)$$

При обработке результатов измерений сначала для выборок разностей яркостных температур ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 вычислялись периодограммы Ломба (4) без временных окон. Затем к тем же выборкам применялась обработка с окнами различной ширины. Наконец, для лучшего выявления колебаний с периодами в десятки минут и более, проводилось усреднение выборок по 3 и 6 спектрам, при этом дисперсии разностей яркостных температур в усреднённых выборках уменьшались в 3 и 6 раз соответственно. Обнаружение колебаний на некоторой частоте $F = 2\pi/\omega$ в спектре выборки $\{X_j\}$ считалось достаточно надёжным (с вероятностью 95%), если спектральная компонента превышала уровень $z\sigma_X^2$, где порог z рассчитывался по формуле (7) для вероятности «ложной тревоги» $p_0 = 0,05$.

3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В работе проводился частотно-временной анализ результатов наблюдений, проведённых в условиях астрономической ночи, без учёта спектров, полученных в часы сумерек. Для примера рассмотрим результаты расчёта спектральной мощности вариаций разностей яркостных температур ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 для ночи 25–26 февраля 2015 года (259 спектров, длительность выборок $T_T \approx 3,1 \cdot 10^4$ с). Периодограммы Ломба, рассчитанные без временных окон, показаны на рис. 3. Горизонтальные линии на каждом из графиков соответствуют вероятностям «ложной тревоги» $p_0 = 0,05$ (сплошные) и $p_0 = 0,1$ (штриховые). Чёрные вертикальные полосы вырезают области спектров от нулевой частоты до частоты $4F_T$, где $F_T = 1/T_T$ — минимальная частота спектра (4) для выборки с длительностью T_T , а также частоту 0,65 мГц, соответствующую периоду калибровки озонметра около 25 мин, и её вторую и третью гармоники. Отметим, что на рис. 3а пороги лежат вдвое ниже, чем на рис. 3б, в, потому что для разности температур ΔT_1 дисперсия шумов σ_1^2 вдвое меньше, чем дисперсия σ_{23}^2 для разностей ΔT_2 и ΔT_3 . Из рис. 3 видно, что только для разности яркостных температур ΔT_1 спектр в четырёх точках достигает уровня, соответствующего вероятности $p_0 = 0,05$. Для ΔT_2 и ΔT_3 спектры, рассчитанные без временных окон, далеки от пороговых уровней. Таким образом, при временном разрешении 110 с сильных длительных колебаний яркостной температуры излучения озона в диапазоне частот 0,13÷4,5 мГц выявить почти не удаётся.

Затем для этой же ночи спектры мощности были рассчитаны с гауссовым временным окном (8) с полушириной $T_w = 10$ мин, которое перемещалось по выборке с шагом по времени $T_w/2 = 5$ мин. Результат расчёта для разности яркостных температур ΔT_1 в трёхмерном виде показан на рис. 4. Серая горизонтальная плоскость соответствует вероятности $p_0 = 0,05$ и отсекает все спектральные компоненты, не достигающие уровня $z\sigma_1^2$. Значения порога z , определяемые по формуле (7), на рис. 4 примерно в 1,7 раза меньше, чем для рис. 3а, т. к. вместо полного числа членов выборки $N = 259$ берётся их эффективное число в пределах окна $N_w \approx 8$ (формула (10)). Нижняя частотная граница спектра, приведённого на рис. 4, определяется шириной окна.

Из рис. 4 видно, что оконная обработка позволила выделить из шумов колебания разности яркостных температур ΔT_1 с частотами около 0,6; 1,7 и 2,7 мГц (т. е. с периодами около 28; 10 и 6 мин). Эти колебания заметны и на рис. 3а как области повышенной спектральной мощности, но на нём почти все они оказываются ниже порога. Все наблюдавшиеся события были

кратковременными и продолжались не больше 45 мин, так что на различных частотах «времена жизни» колебаний составляли $1 \div 8$ периодов. Кратковременность выявляемых вариаций разностей яркостных температур с периодами от 6 до 40 мин является типичным результатом наших измерений. Волновые возмущения с такими периодами в мезосфере и нижней термосфере ранее были обнаружены в работе [26].

На рис. 5 показаны временные зависимости спектральной мощности на частоте 2,5 МГц (период 6,7 мин), рассчитанные для всех трёх разностей яркостных температур ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 при полуширине окна 10 мин для сеанса наблюдений 25–26 февраля 2015 года. Горизонтальные линии соответствуют вероятности ложной тревоги $p_0 = 0,05$, штриховая линия относится к разности ΔT_1 , сплошная — к ΔT_2 и ΔT_3 . Результаты, представленные на рис. 5, имеют две интересные особенности. Во-первых, спектральная мощность для разности ΔT_2 резко увеличивается на промежутке времени $(2,2 \div 2,5) \cdot 10^4$ с от начала сеанса, что указывает на значительные вариации озона

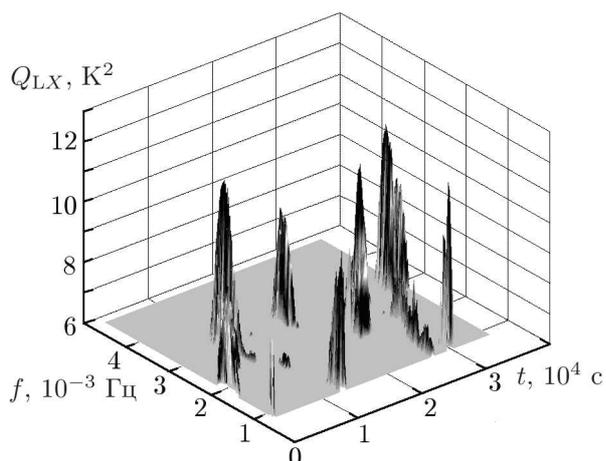


Рис. 4. Частотно-временная зависимость спектральной мощности вариаций разности яркостных температур ΔT_1 , рассчитанная для ночи 25–26 февраля 2015 года с временным окном с полушириной 10 мин. Показаны только компоненты, превышающие уровень, соответствующий вероятности $p_0 = 0,05$

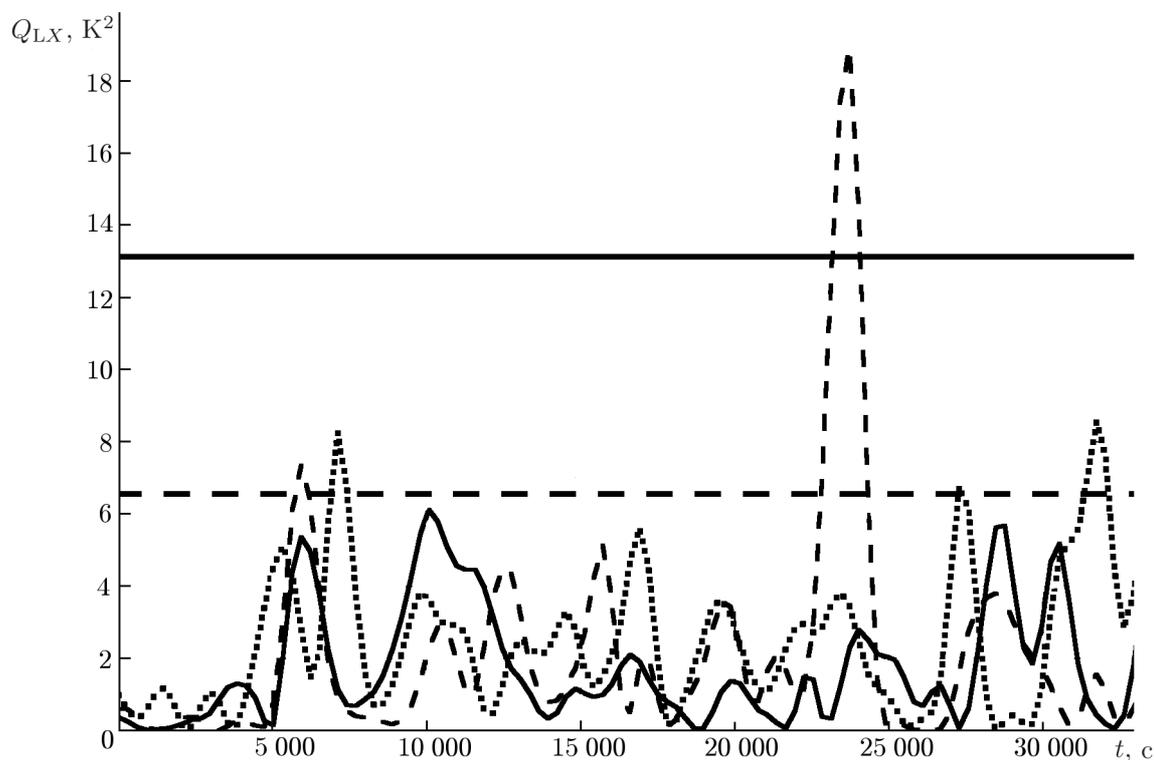


Рис. 5. Временные зависимости спектральной мощности колебаний разностей яркостных температур ΔT_1 (пунктирная линия), ΔT_2 (штриховая линия), ΔT_3 (сплошная линия) на частоте 2,5 МГц для ночи 25–26 февраля 2015 года. Полуширина временного окна 10 мин

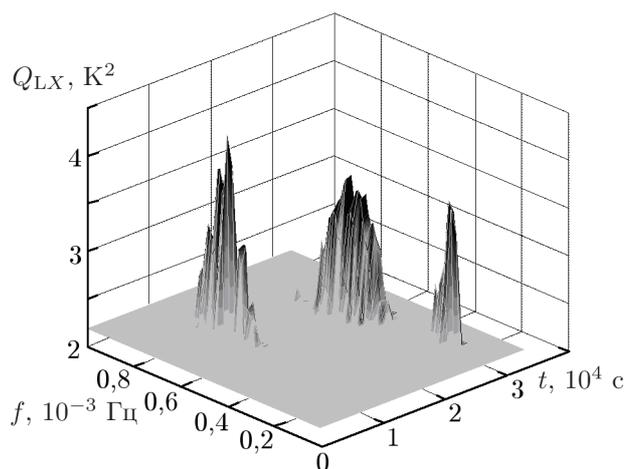


Рис. 6. Частотно-временная зависимость спектральной мощности вариаций разности яркостных температур ΔT_1 , рассчитанная для ночи 25–26 февраля 2015 года с усреднением единичных спектров по три и временным окном с полушириной 30 мин. Показаны только компоненты, превышающие уровень, соответствующий вероятности $p_0 = 0,05$

Для лучшего выявления колебаний с периодами порядка десятков минут проводилось сглаживание массивов данных путём усреднения единичных спектров. Вычисления, проведённые для ночи 25–26 февраля 2015 года после разбиения выборки на группы по 3 спектра и усреднения единичных спектров в каждой группе, дали для вариаций разности яркостных температур ΔT_1 частотно-временную зависимость спектральной мощности, показанную на рис. 6. Полуширина временного окна на рис. 6 составляет 30 мин, так что, как и на рис. 4, число усреднённых точек, попадающих в окно, равно $N_w \approx 8$ (формула (10)). Шаг по времени на рис. 6 составляет 15 мин. Видно, что после такого усреднения, второе уменьшающего дисперсию элементов выборки, мощность колебаний на частотах около 0,2 мГц и $0,6 \div 0,8$ мГц примерно вдвое превышает пороговый уровень для вероятности $p_0 = 0,05$, обозначаемый, как и на рис. 4, серой горизонтальной плоскостью.

Наконец, временной ход спектральной мощности вариаций всех трёх разностей яркостных температур на частоте 0,18 мГц после усреднения выборки для ночи 25–26 февраля 2015 года показан на рис. 7. Здесь, как и на рис. 5, последовательности всплесков в спектрах на временных интервалах $(0 \div 0,4) \cdot 10^4$; $(0,7 \div 1,5) \cdot 10^4$ и $(2,5 \div 3,0) \cdot 10^4$ с могут быть интерпретированы как распространение волновых возмущений, направленных преимущественно вверх. В то же время максимум в спектре разности ΔT_3 при $t = 2 \cdot 10^4$ с, подобно сильному максимуму в спектре разности ΔT_2 , при $t = 2,4 \cdot 10^4$ с на рис. 5, не имеет близких по времени «соседей» в других спектрах.

При дальнейшем усреднении единичных спектров группами по шесть расчёты с временным окном с полушириной $T_w = 60$ мин выявляют ещё более медленные вариации с периодами $1 \div 3$ ч, причём самые медленные колебания прослеживаются на протяжении всего почти 10-часового сеанса ночных наблюдений, а их частоты немного меняются со временем. Таким образом, использованная нами методика периодограмм Ломба в сочетании с временными окнами переменной ширины позволяет эффективно анализировать вариации разностей яркостных температур

на высотах около 90 км в это время. Во-вторых, при $(0,5 \div 0,8) \cdot 10^4$ с от начала сеанса почти одновременно возрастает спектральная мощность колебаний всех трёх разностей температур, причём для ΔT_1 наиболее сильный максимум наблюдается позже, чем для ΔT_2 и ΔT_3 . Такое расположение по времени моментов максимальной интенсивности колебаний может объясняться распространением в мезосфере снизу вверх гравитационной волны. Такая же последовательность всплесков видна на рис. 5 в спектрах ΔT_1 и ΔT_2 на интервале времени $(1,5 \div 1,7) \cdot 10^4$ с и в спектрах ΔT_1 и ΔT_3 для промежутка времени $(3,0 \div 3,2) \cdot 10^4$ с от начала сеанса, хотя многие из этих максимумов находятся ниже принятого порогового уровня мощности. В то же время на интервале $(2,7 \div 2,9) \cdot 10^4$ с максимум в спектре ΔT_1 возникает первым, а затем появляются максимумы в спектрах ΔT_2 и ΔT_3 . Такая последовательность максимумов соответствует волне, распространяющейся вниз.

Для лучшего выявления колебаний с перио-

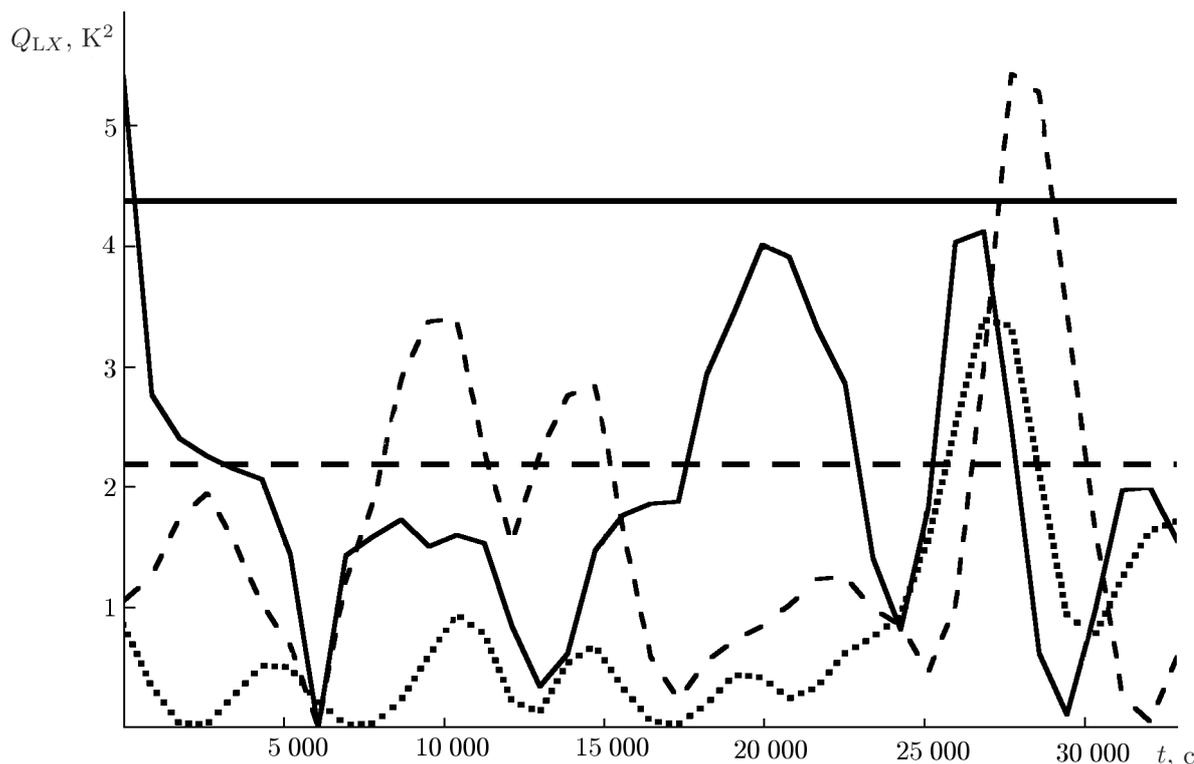


Рис. 7. Временные зависимости спектральной мощности колебаний разностей яркостных температур ΔT_1 (пунктирная линия), ΔT_2 (штриховая линия), ΔT_3 (сплошная линия) на частоте 0,18 мГц для ночи 25–26 февраля 2015 года после усреднения единичных спектров по три. Полуширина временного окна 30 мин

неравномерных по времени выборок спектров излучения ночного мезосферного озона.

Предполагая, что наблюдаемые в эксперименте вариации излучения мезосферного озона связаны с распространением волновых возмущений в мезосфере и нижней термосфере, необходимо учитывать как особенности геометрии эксперимента, так и свойства внутренних гравитационных волн [22–24]. При используемой схеме измерений, когда луч антенны распространяется под углом места $\alpha = 24^\circ \div 32^\circ$, в области высот $50 \div 100$ км он проходит путь $100 \div 125$ км и на этом пути может пересекать области распространения не одной, а нескольких одновременно существующих гравитационных волн, характерные размеры которых по горизонтали составляют десятки и сотни километров. Этим может объясняться одновременное существование колебаний на различных частотах, видимое на рис. 4 и 6. Другим возможным объяснением наблюдаемой многочастотности является нелинейный характер взаимодействия достаточно мощных гравитационных волн со средой в соответствующей области атмосферы [27]. В нашем случае нет возможности точно определять расстояние до волновых возмущений, как это делается при измерениях с метеорными радаром [19, 25]. Возможна только очень приблизительная привязка волны к высоте в зависимости от соотношения интенсивностей спектральных компонент у разностей яркостных температур ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 и, отсюда, столь же приблизительная оценка расстояния до волны.

Кроме того, наблюдаемое «время жизни» колебания и его видимая интенсивность зависят не только от времени фактического существования волны и её действительной интенсивности, но и ещё от нескольких факторов. Во-первых, скорости распространения гравитационных волн по горизонтали составляют сотни метров в секунду [22–24], так что за время накопления единичного спектра 110 с волна смещается по горизонтали на десятки километров, а за время записи

нескольких спектров может совсем уйти с луча зрения прибора. Этим, скорее всего, и объясняются короткие «времена жизни» наблюдаемых колебаний.

Во-вторых, существенным может быть наклон фазового фронта волны относительно луча антенны. Гравитационные волны с фронтами, наклонёнными в ту же сторону, что и луч антенны, могут казаться более сильными, чем волны с противоположным наклоном фазового фронта по отношению к линии зондирования, поскольку во втором случае луч антенны будет пересекать большее число периодов волны, что приведёт к большему усреднению видимого воздействия волны на среду. Этот фактор, вероятно, менее важен для крупномасштабных волн, у которых фазовые фронты почти горизонтальны. Кроме того, при определённых сочетаниях направления горизонтальной скорости гравитационных волн и наклонов фазового фронта волны и луча антенны волна, идущая вверх, может казаться распространяющейся вниз, как отмечалось выше при обсуждении рис. 5. Это соображение подтверждается результатами работы [25], в которой на основе радарных измерений установлено, что гравитационные волны с видимым направлением распространения вниз составляют 35 % от общего числа зарегистрированных.

В-третьих, поперечный размер луча антенны озонметра (около 5 км по уровню -3 дБ на высоте 90 км) не является малым по сравнению с характерной длиной гравитационных волн по вертикали (около 10 км). Поэтому возможно сглаживание наблюдаемых эффектов за счёт конечной ширины луча. Подводя итог сказанному, можно ожидать, что экспериментально получаемые функции распределения колебаний по интенсивности и «времени жизни» будут расширены и сдвинуты в сторону меньших значений аргументов.

Результаты проведённых до настоящего времени исследований определяют основные направления дальнейшей работы.

1) Продолжение наблюдений характеристик ночного озона на миллиметровых волнах с целью получения большего массива данных, в частности для месяцев, когда можно ожидать повышенную волновую активность в средней атмосфере: при сезонных перестройках циркуляции стратосферы (март—апрель и сентябрь—октябрь) и в начале зимы (ноябрь—декабрь).

2) Детальный частотно-временной анализ уже имеющихся и новых результатов, в том числе наблюдений в периоды сильных геомагнитных возмущений и во время переходных процессов от дня к ночи и обратно (суточные вариации концентрации мезосферного озона).

3) Переход от регистрации колебаний разностей яркостных температур в центре линии озона к оценкам соответствующих колебаний отношения смеси озона выше 50 км и исследованию связи этих колебаний с вариациями стратосферного озона на различных высотных уровнях. Распространяющиеся в мезосфере и нижней термосфере волны влияют на концентрацию озона двояко: во-первых, они непосредственно изменяют локальную концентрацию нейтральных и заряженных частиц, в том числе озона. Во-вторых, они изменяют температуры частиц, а, следовательно, и коэффициенты скоростей фотохимических реакций между ними [1, 2]. Для корректного восстановления вертикального распределения озона в стратосфере и мезосфере необходимы одновременные измерения спектров озона в узкой полосе частот анализатором АС-50 и в широкой полосе акустооптическим спектроанализатором с привлечением данных о температуре мезосферы на высотах около 85 км [16, 17].

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрена методика наземных измерений спектров теплового излучения ночного мезосферного озона в диапазоне волн 2 мм с использованием нового малошумящего автоматизированного озонметра ФИАН, регистрирующего линию озона с центральной частотой 142,175 ГГц. Спектры озона записаны с разрешением 0,1 МГц в центре линии с периодом по

времени около 2 мин и скорректированы на величину тропосферного поглощения. В холодные сезоны 2014–2016 годов проведено 25 сеансов наблюдений ночного озона с длительностью от 4,5 до 16 ч. Проанализированы разности яркостных температур центрального пика линии ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 , соответствующие отстройкам частоты $0 \div 50$; $50 \div 150$ и $150 \div 250$ кГц от её центра и содержащие информацию о вертикальном распределении озона выше 50 км. Выборки единичных спектров озона расположены по времени нерегулярно, поэтому частотно-временной анализ наблюдавшихся вариаций проводился методом периодограмм Ломба в сочетании со скользящими временными окнами гауссовой формы.

Приведены примеры спектрального анализа наблюдавшихся колебаний разностей яркостных температур в центре линии озона в условиях астрономической ночи. Частотный анализ без использования временных окон с надёжностью 95% выявил в результатах измерений лишь отдельные периодические процессы. При использовании временных окон с полушириной 10 мин в экспериментальных выборках с тем же уровнем надёжности обнаружены кратковременные (длящиеся не дольше 1 ч) колебания разностей яркостных температур с периодами $6 \div 40$ мин. «Времена жизни» этих колебаний соответствовали $1 \div 8$ их периодам. После разбиения выборок на группы по 3 или 6 единичных спектров и усреднения спектров в группах проведены расчёты с временными окнами с полуширинами 30 и 60 мин. Это позволило выявить более низкочастотные колебания с периодами до 3 ч. Обнаружены явления, когда максимумы интенсивности колебаний разности температур ΔT_1 достигались позже, чем близкие по времени (со сдвигами порядка 1000 с) максимумы для разностей температур ΔT_2 и ΔT_3 . Такие явления могут быть объяснены распространением в мезосфере снизу вверх внутренних гравитационных волн.

В дальнейшем планируется переход от регистрации колебаний разностей яркостных температур в центре линии озона к оценкам соответствующих колебаний отношения смеси озона выше 50 км и к исследованию связи этих колебаний с вариациями концентрации стратосферного озона на различных высотных уровнях.

Работа выполнена при поддержке Программ ОФН РАН «Радиоэлектронные методы в исследованиях природной среды и человека» и «Новые источники миллиметрового и терагерцового излучения и их перспективные приложения».

Авторы благодарны А. В. Масалову и В. Н. Сорокину за поддержку работы, С. В. Соломонову и Е. П. Кропоткиной за полезные обсуждения статьи и М. А. Колесниковой за помощь в проведении эксперимента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen M., Lunine J. I., Yung Y. L. // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, No. D3. P. 4841.
2. Smith A. K., Marsh D. R. // J. Geophys. Res. 2005. V. 110, No. D23. Art. no. D23305.
3. Vaughan G. // Nature. 1982. V. 296, No. 5853. P. 133.
4. Grossmann K. U. // Adv. Space Res. 1987. V. 7, No. 9. P. 95.
5. Bruhl C., Drayson S. R., Russell J. M., et al. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, No. D6. P. 10217.
6. Bevilacqua R. M., Kriebel D. L., Pauls T. A., et al. // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23, No. 17. P. 2317.
7. Косцов В. С., Тимофеев Ю. М. // Изв. РАН. ФАО. 2005. Т. 41, № 2. С. 72.
8. Kaufmann M., Gusev O. A., Grossmann K. U., et al. // J. Geophys. Res. 2003. V. 108, No. D9. P. 4272.
9. Kyrola E., Tamminen J., Leppelmeier G. W., et al. // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. No. D24. Art. no. D24306.

10. Waters J. W., Froidevaux L., Harwood R. S., et al. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2006. V. 44, No. 5. P. 1075.
11. Imai K., Manago N., Mitsuda C., et al. // J. Geophys. Res. Atmos. 2013. V. 118, No. 11. P. 5750.
12. Соломонов С. В., Кропоткина Е. П., Лукин А. Н. и др. // Изв. АН. ФАО. 1993. Т. 29, № 4. С. 525.
13. Wilson W. J., Schwartz P. R. // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, No. C8. P. 7385.
14. Lobsiger E., Kunzi K. F. // J. Atmos. Terr. Phys. 1986. V. 48, No. 11–12. P. 1153.
15. Zommerfelds W. C., Kunzi K. F., Summers M. E., et al. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, No. D10. P. 12819.
16. Соломонов С. В., Кропоткина Е. П., Семёнов А. И. // Краткие сообщ. по физ. ФИАН. 2001. № 10. С. 31.
17. Игнатъев А. Н. Радиометрия атмосферного озона и окиси хлора на миллиметровых волнах. Дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 2006. 158 с.
18. Rogers A. E. E., Lekberg M., Pratar P. // J. Atmos. Ocean. Technol. 2009. V. 26, No. 10. P. 2192.
19. Cevalani G., Pupillo G. // Ann. Geophys. 2003. V. 46, No. 2. P. 247.
20. Sofieva V. F., Verronen P. T., Kyrolä E., Hassinen S. // Proc. XX Quadrennial Ozone Symp., Kos, Greece, 1–8 June 2004. P. 438.
21. Marsh D., Smith A., Brasseur G., et al. // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28, No. 24. P. 4531.
22. Hines C. O. // Canad. J. Phys. 1960. V. 38, No. 11. P. 1441.
23. Госсард Э. Э., Хук У. Х. Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
24. Григорьев Г. И. // Изв. вузов. Радиофизика. 1999. Т. 42, № 1. С. 3.
25. Oleynikov A. N., Jacobi Ch., Sosnovchik D. M. // Annales Geophysicae. 2005. V. 23, No. 11. P. 3431.
26. Пушин В. Ф., Черногор Л. Ф. // Радиофиз. и радиоастрон. 2012. Т. 17, № 4. С. 333.
27. Гаврилов Н. М., Кшевецкий С. П. // Изв. РАН. Физ. атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 76.
28. Розанов С. Б., Завгородний А. С., Логвиненко С. В. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2011. Т. 54, № 8–9. С. 708.
29. Розанов С. Б., Соломонов С. В., Кропоткина Е. П. и др. // Докл. VII Всерос. науч.-техн. конф. «Радиолокация и радиосвязь», Москва, 25–27 ноября 2013. М.: Изд. ИРЭ РАН, 2013. С. 98.
30. Atmospheric remote sensing by microwave radiometry / Ed. M. A. Janssen. New York: J. Wiley and Sons, 1993. 572 p.
31. Соломонов С. В., Игнатъев А. Н., Кропоткина Е. П. и др. // Приборы и техника эксперимента. 2009. № 2. С. 138.
32. Смирнов Г. Т. Штарковское уширение рекомбинационных радиолоний. Дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: ФИАН, 1985. 147 с.
33. <http://voshod-solnca.ru/>
34. Соломонов С. В., Гайкович К. П., Кропоткина Е. П. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2011. Т. 54, № 2. С. 113.
35. Сергиенко А. Б. Цифровая обработка сигналов. 2-е изд. СПб.: Питер, 2006. 751 с.
36. Дьяконов В. П. Вейвлеты. От теории к практике. М.: Солон-Р, 2002. 448 с.
37. Черногор Л. Ф. // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48, № 5. С. 681.
38. Scargle J. D. // Astrophys. J. Pt. 1. 1982. V. 263, No. 2. P. 835.
39. Lomb N. R. // Astrophys. Space Sci. 1976. V. 39, No. 2. P. 447.
40. Press W. H., Teukolsky S. A., Vetterling W. T., Flannery B. P. Numerical Recipes: the Art of Scientific Computing. 3rd Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 1235 p.
41. Harris F. J. // Proc. IEEE. 1978. V. 66, No. 1. P. 51.

Поступила в редакцию 21 апреля 2016 г.; принята в печать 6 июня 2016 г.

VARIATIONS IN MICROWAVE EMISSION OF THE NIGHT-TIME MESOSPHERIC OZONE OVER MOSCOW

S. B. Rozanov, A. S. Zavgorodniy, A. N. Ignatyev, and A. N. Lukin

We consider the instrumentation and methods for the night-time ground-based measurements of the atmospheric-ozone emission line at a frequency of 142.175 GHz. The ozone-emission spectra were measured in Moscow in the 2014–2016 cold months with a time resolution of about 2 min. The frequency-time analysis of variations in the differences of the brightness temperatures of the ozone-emission line for the frequency offsets 0–50, 50–150, and 150–250 kHz from the line center. Variations with periods from 6 min to 3 h, which can be related to the wave propagation in mesosphere and lower thermosphere, were revealed using the data windows with half widths of 10–60 min.