0254-6124/2007/27(1)-047-08 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

Wu Yongfu, Xu Jiyao, Yuan Wei, Chen Hongbin, Bian Jianchun. Vertical wavenumber spectra of temperature from high-resolution balloon soundings over beijing. *Chin. J. Space Sci.*, 2007, **27**(1): 47∼54

北京上空高分辨率气球探空观测的温度垂直波数谱*

吴永富[1,2] 徐寄遥[1] 袁 玮[1] 陈洪滨[3] 卞建春[3]

[1](中国科学院空间科学与应用研究中心 中国科学院空间天气学国家重点实验室 北京 100080)
[2](武汉大学电子信息学院)
[3](中国科学院大气物理研究所)

摘 要 使用分辨率为 10 m 的温度剖面检查 2.90∼8.01 km 和 14.65∼19.76 km 高度范围内归一化温度扰动谱的谱特性, 并且将它们与模式谱比较. 结果表明, 在波数 $9.8\times10^{-4}\sim2.5\times10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ 范围内, 对流层的垂直波数谱有约 -1.9 的平均谱斜率; 低平流层的垂直波数谱有约 -2.2 的平均谱斜率. 这两个平均谱斜率大大偏离了目前饱和谱模式和普适大气谱模式表示的 -3.0 和 -2.4 谱斜率, 并且认为是目前气球测量中曾经观测到的最平谱斜率. 在波数 $9.8\times10^{-4}\sim2.5\times10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ 范围内, 对流层和低平流层的平均谱振幅比饱和谱模式的谱振幅分别大 24 倍和 5 倍, 这也与饱和谱模式以及目前文献中的观测结果有很大不同. 这些较大平均谱振幅与最平的平均谱斜率一道共同表明, 观测的温度谱并不遵循目前的饱和谱模式和普适大气谱模式.

关键词 气球测量; 10 m 分辨率; 温度和温度谱; 模式谱

中图法分类号 P 353

Vertical Wavenumber Spectra of Temperature From High-Resolution Balloon Soundings Over Beijing

WU Yongfu[1,2] XU Jiyao[1] YUAN Wei[1] CHEN Hongbin[3] BIAN Jianchun[3]

[1](*State Key Laboratory for Space Weather, Center for Space Science and Applied Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100080)
[2](*School of Electronic Information, Wuhan University*)
[3](*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract This study utilizes the vertical profiles of temperature with a high resolution of 10 m to examine spectral character of normalized temperature fluctuations in the 2.90∼8.01 km and 14.65∼19.76 km altitude ranges and to compare them with model spectra. Six vertical wavenumber spectra of normalized temperature fluctuations in the troposphere and six vertical wavenumber spectra of normalized temperature fluctuations in the lower stratosphere are presented. Results indicate that mean spectral slopes in the wavenumber range of $9.8\times10^{-4}\sim2.5\times10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ are about -1.9 in the troposphere and about -2.2 in the lower stratosphere. The two mean spectral slopes are diverge significantly from the value of -3.0 predicted by current saturation models and from the value of -2.4 predicted by a "universal" atmospheric spectrum model as well as are believed to be the

* 国家自然科学基金项目 (40225011, 40375013), 国家重点基础研究发展规划项目 (G2000078407) 和中国科学院知识创新项目 (KZCX3-SW-217) 共同资助
2006-03-15 收到原稿, 2006-10-25 收到修定稿

shallowest slopes ever measured by balloon-borne radiosonde soundings. Mean spectral amplitudes in the wavenumber range of $9.8 \times 10^{-4} \sim 2.5 \times 10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ are about 24 times in the troposphere and 5 times in the lower stratosphere larger than the predicted saturated spectral amplitudes. The two mean spectral amplitudes are also significantly different from the saturation models and those measurements in current literature. The larger spectral amplitudes, together with the shallowest slopes, show collectively that the observed temperature spectra do not obey current gravity wave saturation models and "universal" atmospheric spectrum model.

Key words Balloon measurement, 10 m resolution, Temperature and temperature spectra, Model spectra

1 引言

中尺度风和温度扰动可以用它们的频率功率谱、水平波数功率谱和垂直波数功率谱表示. 早在 20 世纪 80 年代初期, Van Zandt 就已指出, 在对流层和低平流层观测的垂直波数谱有相同的形状和功率谱密度, 不管季节、气象条件和地理位置的不同, 他称这为普适大气谱模式 [1]. 受普适大气谱模式和观测谱的激励, Dewan 和 Smith 等提出了线性不稳定理论 [2],[3], 随后, Weinstock, Hines, Gardner 和 Dewan 提出了非线性波扩散, 多普勒扩展, 扩散滤波和饱和串级理论 [4]~[7]. 这些理论模式预期垂直波数谱有 -2.4 和 -3.0 的谱斜率.

各种不同的测量方法已经用来研究不同大气区域的中尺度扰动, 这些方法包括吉姆球, MST 和 MU 雷达, 火箭烟迹和激光雷达 [8]~[13]. 这些观测研究已经表明观测的谱形状或者与普适大气谱模式一致, 或者与各种饱和谱模式一致. 然而, 气球无线电探空仪提供了另一类关于重力波谱在对流层和低平流层的重要资料来源 [14]~[19]. 最近, 北京观象台提供了新一代高分辨率无线电探空资料. 温度、压力和湿度每 $1 \sim 2$ s 有一个测量值, 相当于 $5 \sim 10$ m 的垂直高度分辨率. 这个高度分辨率是研究对流层和低平流层功率谱的理想资料.

尽管许多文章讨论了归一化温度扰动垂直波数谱的统计特性 [14]~[19], 但是这些文章使用的温度资料, 高度分辨率较低, 为 $20 \sim 150$ m, 讨论的谱特性一般小于 $5.0 \times 10^3\ \mathrm{m}^{-1}$ 波数范围. 更高分辨率的温度谱尚不多见, 特别是讨论包含大于 $5.0 \times 10^3\ \mathrm{m}^{-1}$ 波数范围的谱特性, 在目前已发表的文献中尚未见到. 本文使用北京观象台提供的 6 次新一代高分辨率无线电探空资料, 研究归一化温度扰动垂直波数谱在大波数区的谱特性. 在研究的过程中, 发现观测谱的谱斜率和谱振幅既不遵循普适大气谱模式, 也不遵循目前的重力波饱和谱模式. 本文将详细讨论这些不同.

2 数据的获得和谱分析

2001 年, 北京观象台研制了高分辨率 GPS 气球探测系统 [20], 这个系统在气球上升阶段, 一般每 $1 \sim 2$ s, 相当于 $5 \sim 10$ m 的垂直高度, 测量一次温度、压力和湿度等剖面. 本文仅使用气球上升阶段每隔 1 s 的温度剖面, 它们相当于 5 m 垂直高度分辨率. 为了得到等高度间隔的温度数据, 首先使用三次样条函数, 以 5 m 的高度间隔内插温度剖面. 其次, 为了增加温度数据的可信度, 将 5 m 高度间隔的温度数据以 10 m 的高度间隔进一步平滑. 因此, 最后的温度数据的垂直高度分辨率为 10 m. 因为每个温度剖面的测量精度是 0.1°C, 所以最后使用的温度剖面的精度变为 0.07°C.

尽管该系统在气球下降阶段, 也测量温度、压力和湿度等剖面, 但是本文没有使用这些测量剖面, 原因是 Gardner 等 [21] 讨论过气球的上升速度对温度谱的影响, 他们认为气球升速接近 3 m 或较大, 并且水平风速不超过气球升速的 10 倍时, 气球升速对温度谱的影响可以忽略. 检查气球测量资料并发现我们的温度剖面满足这两个判据, 因此, 本文中使用的是气球上升阶段的温度资料.

Allen 等 [16] 讨论了温度传感器的滞后响应对温度谱的影响, 认为在 20 km 高度以上, 滞后对温度谱的影响很大, 温度谱必须作出修正. 为避免滞后修正, 使用 20 km 高度以下温度资料. 此外, 为避免行星边界层影响, 使用的是 1.30 km 高度以上的温度资料. 最后, 为了与文献中有关结果比较, 限制本文分析在两个高度范围, 即对流层 2.90~8.01 km 和平流层 14.65~19.76 km, 这两个高度范围与 Nastrom 等 [17],[19] 选取的高度范围大致相同. 2003 年

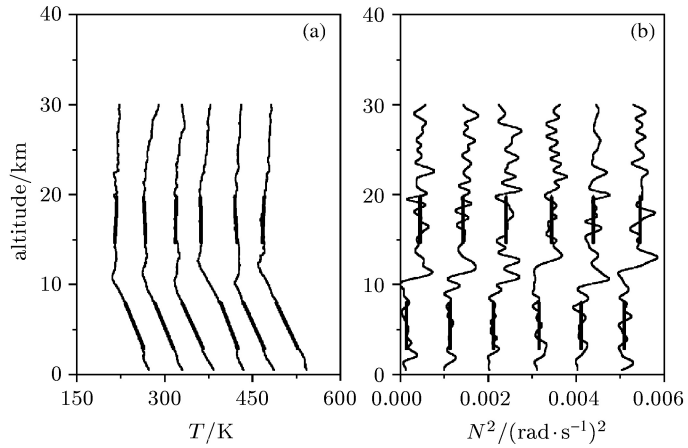


图 1 2003 年 3 月 13 日到 4 月 15 日气球上升阶段观测的温度 T 和 Brunt-Väisälä 频率平方 N^2 剖面 (T 剖面中的粗线为线性拟合的背景剖面, N^2 剖面中的粗线为 N^2 的平均值和谱分析的高度区间)

Fig.1 Temperature (a) and Brunt-Väisälä frequency squared N^2 (b) profiles observed from 13 March to 15 April 2003 during the balloon ascent (the thick lines on the temperature profile show the linear background profiles, the thick lines on the N^2 profile show the mean values of N^2 and the height ranges used in spectral calculations)

3 月和 4 月从无线电探空仪测量的 6 个温度剖面表示在图 1(a). 除了 3 月 13 日的温度剖面外, 图 1(a) 中的每一个温度剖面都被平移了 50 K. 图 1(a) 表明对流层顶高度位于约 10~13 km 之间, 在这个高度区间内, Brunt-Väisälä 频率平方 (N^2) 表现出明显的增大, 这一点可以从图 1(b) 中看到. 图 1(a) 中的粗实线为选择的两个高度范围内的线性拟合线, 这两条拟合线可以作为这两个高度范围内的背景温度剖面.

选择 2.90~8.01 km 和 14.65~19.76 km 这两个高度范围还有一个理由是因为 Smith 等 [3] 提出的线性不稳定理论预期温度垂直波数谱的谱振幅与 N^4 成正比. 为确保温度谱的稳定性, 在这两个高度范围内, N^2 随高度的变化比较小. 图 1(b) 是从图 1(a) 的温度剖面计算得到的 N^2 剖面. 除了 3 月 13 日的 N^2 剖面外, 图 1(b) 中的每一个 N^2 剖面都被平移了 10^{-3} $(\mathrm{rad/s})^2$. 图中粗实线表示两个选择高度范围内的平均 N^2 值, 从图 1(b) 中可以看到 N^2 值在对流层顶附近有明显增大. 计算的全部平均 N^2 值示于表 1.

最近, Dewan 等 [22] 讨论了预白方法对温度谱的影响, 认为 Nastrom 等 [17] 和 Torre 等 [23] 文章中的温度谱, 由于没有使用预白方法而有可能存在扭曲. 为避免这类扭曲, 本文中使用预白方法.

(1) 去掉每个温度剖面的平均和线性趋势项.

表 1 气球探空观测的 Brunt-Väisälä 频率平方 N^2 、谱斜率和振幅比

Table 1 Brunt-Väisälä frequency squared N^2, spectral slopes, and amplitude ratio observed from balloon soundings

troposphere (2.90~8.01 km)			
launch time	$N^2/(\mathrm{rad\cdot s^{-1}})^2$	slope	amplitude ratio
2003-03-13	1.44×10^{-4}	−1.82	10.4
2003-03-18	1.23×10^{-4}	−1.84	27.8
2003-03-24	1.19×10^{-4}	−1.73	14.4
2003-03-31	1.49×10^{-4}	−2.03	29.7
2003-04-07	1.11×10^{-4}	−1.94	34.9
2003-04-15	9.71×10^{-5}	−1.90	26.6
mean	1.24×10^{-4}	−1.88	24.0
troposphere (14.65~19.76 km)			
launch time	$N^2/(\mathrm{rad\cdot s^{-1}})^2$	slope	amplitude ratio
2003-03-13	4.43×10^{-4}	−1.98	9.6
2003-03-18	4.27×10^{-4}	−2.39	1.7
2003-03-24	4.10×10^{-4}	−2.06	3.8
2003-03-31	4.38×10^{-4}	−2.25	1.6
2003-04-07	3.85×10^{-4}	−2.23	6.2
2003-04-15	4.55×10^{-4}	−2.09	6.8
mean	4.26×10^{-4}	−2.17	5.0

(2) 使用下式将这个结果作预白处理,

$$y_i = x_i - \alpha x_{i+1}. \tag{1}$$

其中, x_i 为预白前的数据系列, α 取 1, y_i 为预白后的数据系列. 这个预白后的数据系列进一步归一化, 即预白后的数据系列除以背景温度剖面, 而背景温度剖面是从线性拟合温度剖面得到的. 图 1(a) 中的粗实线即为背景温度剖面.

(3) 为减少泄漏, 使用余弦坡度窗函数.

(4) 使用 FFT 方法对归一化数据系列作功率谱计算.

(5) 由于对原始数据作预白和余弦坡度窗函数处理, 因此计算的功率谱密度要用比例因子进行修正.

3 观测结果和讨论

3.1 归一化温度扰动垂直波数谱的谱斜率

使用上述预白方法计算的对流层和低平流层归一化温度扰动垂直波数谱分别示于图 2 和图 3. 在计算谱斜率时, 取 $9.8\times10^{-4}\sim2.5\times10^{-2}\,\mathrm{m}^{-1}$ 波数范围, $2.5\times10^{-2}\,\mathrm{m}^{-1}$ 波数相当于 Nyquist 波数的一半. 相信在这个波数范围内, 混淆影响不重要. 从图 2 和图 3 可以看到, 在小于 $2.5\times10^{-2}\,\mathrm{m}^{-1}$ 波数范围, 混淆影响不存在. 图 2 和图 3 中的虚线表示线性拟合. 计算的谱斜率谱示于图 2 、图 3 和表 1, 表明在 $9.8\times10^{-4}\sim2.5\times10^{-2}\,\mathrm{m}^{-1}$ 波数范围,

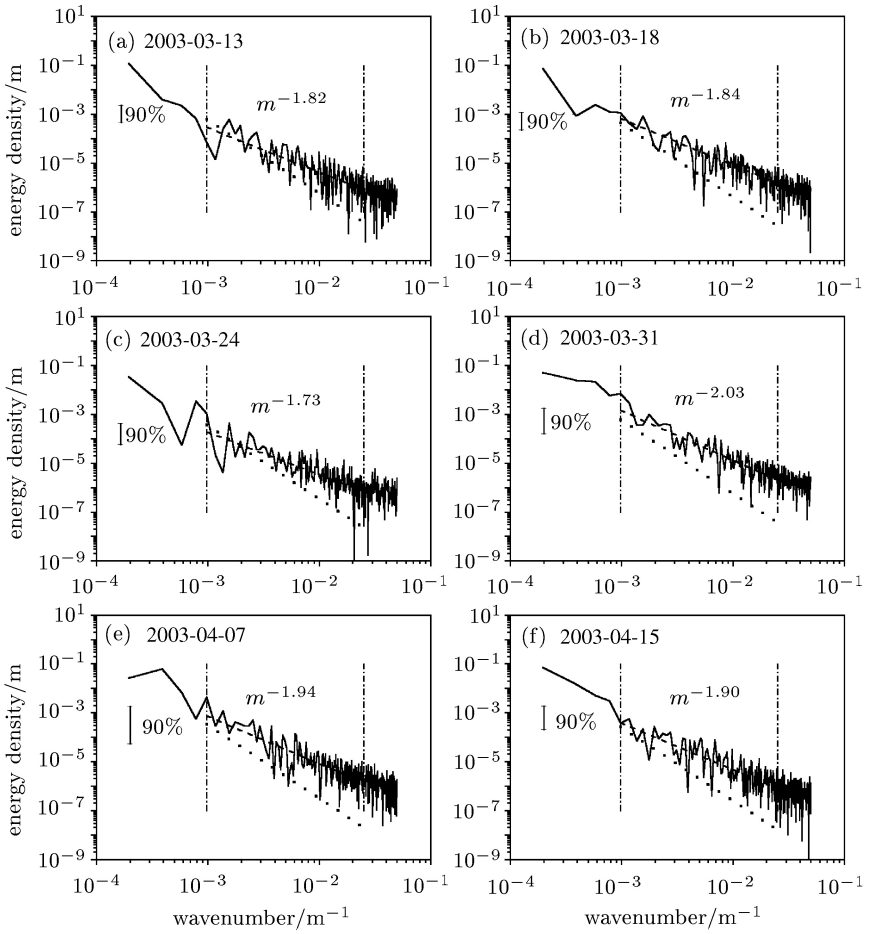


图 2 对流层观测的归一化温度扰动垂直波数谱 (虚线为线性拟合曲线, 粗点线为公式 (2) 预测的饱和谱振幅, 垂直线为 90% 的置信区间)

Fig.2 Vertical wavenumber spectra of normalized temperature fluctuations observed in the troposphere (the dashed lines are the best fit approximately by a straight line, the thick dotted straight lines show the saturated spectral amplitudes predicted by equation (2), the confidence intervals for the 90% level are given in these figures by the vertical intervals)

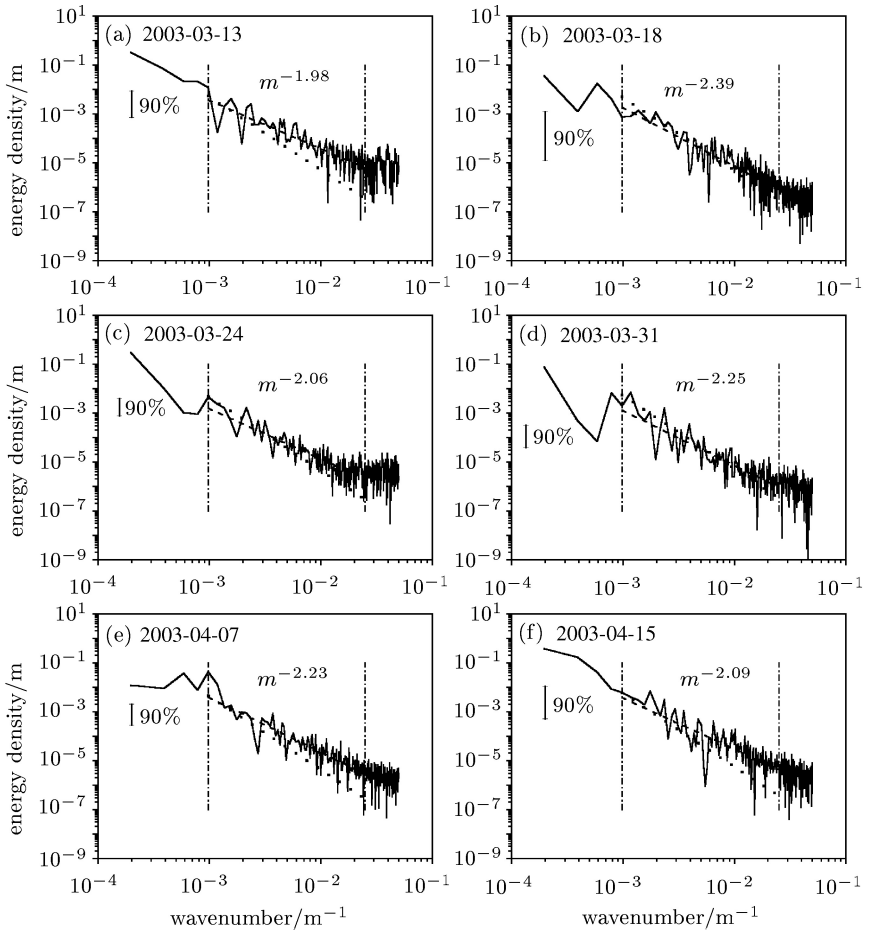


图 3 低平流层观测的归一化温度扰动垂直波数谱 (虚线为线性拟合线，粗点线为公式 (2) 预测的饱和谱振幅，垂直线为 90% 的置信区间)

Fig.3 Vertical wavenumber spectra of normalized temperature fluctuations observed in the lower stratosphere (the dashed lines are the best fit approximately by a straight line, the thick dotted straight lines show the saturated spectral amplitudes predicted by equation (2), the confidence intervals for the 90% level are given in these figures by the vertical intervals)

对流层归一化温度谱的谱斜率变化在 -1.73 和 -2.03 之间，平均值为 -1.88; 低平流层归一化温度谱的谱斜率变化在 -1.98 和 -2.39 之间，平均值为 -2.17. 这两个平均谱斜率大大偏离了目前饱和谱模式 [2]~[7] 和普适大气谱模式 [1] 表示的 -3.0 和 -2.4 谱斜率.

在过去的 20 年，许多人使用不同观测地点的温度数据研究了对流层和低平流层归一化温度扰动垂直波数谱. Fritts 等 [14] 使用无线电探空的温度数据研究对流层和低平流层归一化温度扰动谱，结果表明，他们的温度谱的谱斜率与 Smith 等 [3] 提出的线性不稳定饱和谱模式预测的 -3.0 谱斜率一致. Tsuda 等 [15] 分析了两年的无线电探空的温度数据，并且发现平均谱斜率在冬季和夏季的对流层和在冬季的低平流层有接近 -3.0 的谱斜率. 然而，Tsuda 等也发现在夏季的低平流层，平均谱斜率变化在 -2.16 和 -2.40 之间，平均值为 -2.28. Allen等 [16] 使用澳大利亚和南极的无线电探空数据发现，对流层归一化温度扰动谱有接近 -3.0 的谱斜率，低平流层归一化温度扰动谱有比 -3.0 稍平的谱斜率. Nastrom 等 [17] 报道了他们的归一化温度谱的谱斜率在对流层接近 -2.6, 在低对流层接近 -3. Pfenninger 等 [18] 使用 4 年的南极无线电探空温度数据发现对流层的平均谱斜率为 -2.5, 低平流层的平均谱斜率为 -2.4. Nastrom 等 [19] 遵循 Dewan等 [22] 的建议使用预白方法对以往的温度数据进行再计算并发现对流层的平均谱斜率为 -2.9, 低平流层的平均谱斜率为 -3.0. 如果将我们的归一

化温度谱的谱斜率与上面提到的结果比较，可以发现我们的观测谱斜率不但比那些早期的观测结果更平，而且相信应该是无线电探空测量中曾经观测到的最平谱斜率.

图 2 和图 3 中的归一化温度谱的谱斜率为什么会如此平，对图 2 和图 3 的进一步检查表明，在 0.01∼0.025 m^{-1} 范围的大波数区, 即 100∼40 m 的小尺度区, 对流层的平均谱斜率变化在 $-1.37 \sim -1.90$ 之间, 平均谱斜率为 -1.64; 低平流层的平均谱斜率变化在 $-1.16 \sim -2.57$ 之间，平均谱斜率为 -1.81. 这两个平均谱斜率似乎接近 $-5/3$, 这表明我们的观测谱在小尺度区可能存在惯性亚区. 由此，可以推测这两个相当平的谱斜率可能是因为小尺度区存在惯性亚区的原因. 很清楚，为了能更好地解释这两个相当平的谱斜率，更多的观测数据和研究是需要的.

3.2 归一化温度扰动垂直波数谱的谱振幅

在许多温度垂直波数谱的研究中 [14]∼[17], 总是将观测的温度谱与 Smith 等 [3] 提出的如下饱和谱模式进行比较,

$$F_T^{\mathrm{s}}(m) = d\Big(\frac{N^2}{g^2}\Big)\frac{N^2}{m^3}, \qquad (2)$$

其中， $d \approx 1/10$; N 为 Brunt-Väisälä 频率，已经从温度剖面计算得到，结果列在表 1 中； g 为重力加速度； m 为垂直波数. 这个比较表示在图 2 和图 3, 图中的粗点线为依据公式 (2) 计算的饱和谱模式. 从图 2 看出，在较大波数区，对流层的饱和谱模式要小于观测谱，并且一般说来小于观测谱的量值随波数的增大而增加，图 3 也有类似的结果. 为能将我们的观测结果与目前已发表的同类测量结果作定量比较，可以采用两种方法. 第一种方法是分别计算给定波数处的观测谱和模式谱的谱振幅，然后进行比较 [12],[13]. 第二种方法是先计算观测谱与饱和谱模式的振幅比，而后计算平均振幅比 [15]. 本文采用第二个方法. 为此, 在 $9.8\times10^{-4} \sim 2.5\times10^{-2}\,\mathrm{m}^{-1}$ 波数范围，计算观测谱与饱和谱模式的振幅比，即

$$\frac{F_{T'/\bar{T}}(m)}{F_{\mathrm{model}}}.$$

观测谱接近饱和谱模式的程度取决于这个振幅比. 振幅比愈大，表明观测谱的谱振幅偏离饱和谱模式愈大, 振幅比接近 1, 表明观测谱的谱振幅接近饱和谱模式. 计算结果示于图 4. 从图 4 可以看到，除图 4(a) 外，低对流层的振幅比要比对流层更接近 1. 每个气球测量的平均振幅比列于表 1.

表 1 表明，观测的平均谱振幅在对流层和平流层比饱和模式的谱振幅分别大 24 倍和 5 倍. 这两个数据清楚表明我们的平均谱振幅不但大大偏离了 Smith 等 [3] 提出的饱和谱模式，而且与文献 [14]∼[17] 的结果有很大不同. Fritts 等 [14] 使用无线电探空的温度数据研究对流层和低平流层归一化温度扰动谱，结果表明他们的温度谱的谱振幅与 Smith 等 [3] 的模式谱振幅一致. Tsuda 等 [15] 分析两年无线电探空温度数据发现，平均振幅比在对流层的冬季和夏季分别为 3.2 和 1.9; 在平流层的冬季和夏季分别为 1.6 和 0.5. Allen 等 [16] 使用澳大利亚和南极的无线电探空数据，发现对流层归一化温度谱的谱振幅比模式谱振幅大两倍；而平流层归一化温度谱的谱振幅与模式谱振幅接近. Nastrom 等 [17] 报道了他们的归一化温度谱的谱振幅，在对流层, 观测谱的谱振幅比模式谱大几倍; 在平流层，观测谱的谱振幅与模式谱接近. 这些较大平均谱振幅，与前面讨论的最平平均谱斜率一道，共同表明观测的温度谱并不遵循目前的饱和谱模式和普适大气谱模式. 因此, 为了更好地解释我们的观测结果，需要更多的观测数据和进一步的理论研究.

在以往的气球温度垂直波数谱的研究工作中 [14]∼[17], 人们总是将观测的温度谱与 Smith 等 [3] 提出的饱和谱模式比较，而忽略了另一理论模式，即 Eckermann 在 1995 年提出的背景风速变化对垂直波数谱影响的理论 [24]. 我们将在另一篇文章中详细讨论这个理论.

4 结论

(1) 使用 2003 年 3 月和 4 月北京观象台在对流层和低平流层测量的分辨率为 10 m 的温度剖面研究归一化温度谱的谱特性. 这个 10 m 高分辨率的温度剖面可以用来研究更大波数范围的温度谱.

(2) 在波数 $9.8 \times 10^{-4} \sim 2.5 \times 10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ 范围内，归一化温度谱在对流层和平流层有约 -1.9 和 -2.2 的平均谱斜率. 这两个平均谱斜率大大偏离了目前饱和谱模式和普适大气谱模式表示的 -3.0 和 -2.4 谱斜率，并且相信这两个谱斜率是目前气球测量中曾经观测到的最平谱斜率.

(3) 在波数 $9.8 \times 10^{-4} \sim 2.5 \times 10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ 范围内，对流层和低平流层的平均谱振幅比饱和谱模式的谱振幅分别大 24 倍和 5 倍，这也与饱和谱模式以及目前文献中的观测结果不同.

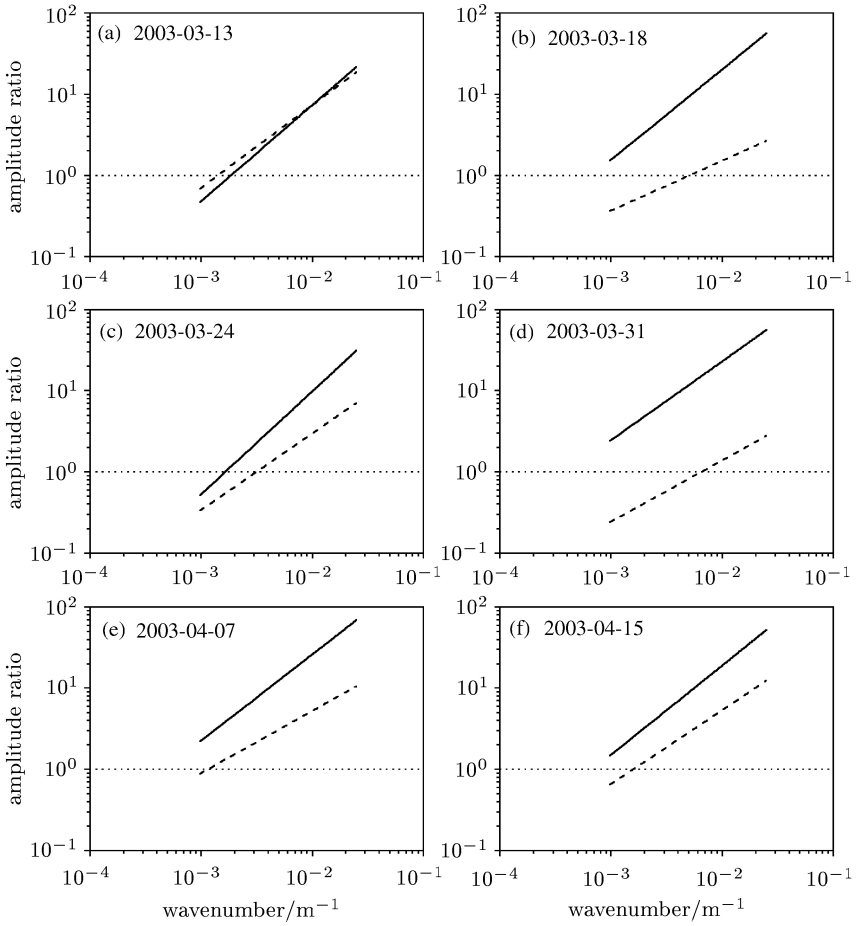


图 4 观测谱与饱和谱模式的振幅比 (实线和虚线分别表示对流层和低平流层的振幅比，点线表示振幅比等于 1, 观测谱接近饱和谱模式取决于振幅比接近 1 的程度)

Fig.4 Amplitude ratio of the observed spectrum to model spectrum (the solid and dashed lines show the amplitude ratios in the troposphere and lower stratosphere, respectively, the dotted lines show amplitude ratio is equal to 1, the degree of agreement between the observed and model spectra is determined by the closeness to unity of the amplitude ratio)

(4) 这些较大平均谱振幅与最平的平均谱斜率一道，共同表明观测的温度谱并不遵循目前的饱和谱模式和普适大气谱模式.

参考文献

[1] VanZandt T E. A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 1982, **9**:575～578

[2] Dewan E M, Good R E. Saturation and the universal spectrum for vertical profiles of horizontal scalar winds in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**:2742～2748

[3] Smith S A, Fritts D C, VanZandt T E. Evidence of a saturation spectrum of atmospheric gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**:1404～1410

[4] Weinstock J. Saturated and unsaturated spectra of gravity waves and scale-dependent diffusion. *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**:2211～2225

[5] Hines C O. The saturation of gravity waves in the middle atmosphere II, development of Doppler-spread theory. *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**:1360～1379

[6] Gardner C S. Diffusive filtering theory of gravity wave spectra in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**:20 601～20 622

[7] Dewan E M. Saturated-cascade similitude theory of gravity wave spectra. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 29 799～29 817

[8] Endlich R M, Singleton R C, Kaufman J W. Spectral analysis of detailed vertical wind speed profiles. *J. Atmos. Sci.*, 1969, **26**:1030～1041

[9] Fritts D C, Chou H G. An investigation of the vertical wavenumber and frequency spectra of gravity wave motions in the lower stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**:3610～3624

[10] Tsuda T, Inoue T, Fritts D C *et al.* MST radar observations of a saturated gravity wave spectrum. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**:2440∼2447

[11] Dewan E M, Grossbard N, Quesada A F *et al.* Spectral analysis of 10 m resolution scalar velocity profiles in the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 1984, **11**:80∼83

[12] Senft D C, Gardner C S. Seasonal variability of gravity wave activity and spectra in the mesopause region at Urbana. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**:17 229∼17 264

[13] Senft D C, Hostetler C A, Gardner C S. Characteristics of gravity wave activity and spectra in the upper stratosphere and upper mesosphere at Arecibo during early April 1989. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1993, **55**:425∼437

[14] Fritts D C, Tsuda T, Sato T *et al.* Observational evidence of a saturated gravity wave spectrum in the troposphere and lower stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**:1741∼1759

[15] Tsuda T, Van Zandt T E, Mizumoto M *et al.* Spectral analysis of temperature and Brunt-Väisälä frequency fluctuations observed by Radiosondes. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**:17 265∼17 278

[16] Allen S J, Vincent R A. Gravity wave activity in the lower atmosphere: Seasonal and latitudinal variations. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**:1327∼1350

[17] Nastrom G D, Van Zandt T E, Warnock J M. Vertical wavenumber spectra of wind and temperature from high-resolution balloon soundings over Illinois. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**:6685∼6701

[18] Pfenninger M, Liu A Z, Papen G C *et al.* Gravity wave characteristics in the lower atmosphere at south pole. *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**:5963∼5984

[19] Nastrom G D, Van Zandt T E. Seasonal variability of the observed vertical wave number spectra of wind and temperature and the effects of prewhitening. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**:14 369∼14 375

[20] Bian J C, Chen H B, Lu D R. Statistics of gravity waves in the lower stratosphere over Beijing based on high vertical resolution radiosonde. *Sci. China,* (*Ser. D*), 2005, **48**(9):1548∼1558

[21] Gardner C S, Gardner N F. Measurements distortion in aircraft, space shuttle, and balloon observations of atmospheric density and temperature perturbation spectra. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**:1023∼1033

[22] Dewan E M, Grossbard N. Power spectral artifacts in published balloon data and implications regarding saturated gravity wave theories. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**:4667∼4683

[23] Torre A de la, Alexander P, Giraldez A. High-resolution temperature profiles measured with stratospheric balloons near the Andes Mountains. *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24**:1079∼1082

[24] Eckermann S T. Effect of background winds on vertical wavenumber spectra of atmospheric gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**:14 097∼14 112