

马兰梦,张绍东,易帆. 中纬低层大气重力波动量通量谱的探空观测. 地球物理学报, 2012, 55(10): 3194-3202. doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 10. 002.

Ma L M, Zhang S D, Yi F. Radiosonde observations of lower atmospheric gravity wave momentum flux spectra at a single mid-latitude station. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(10): 3194-3202. doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 10. 002.

中纬低层大气重力波动量通量谱的探空观测

马兰梦^{1,2,3}, 张绍东^{1,2,3}, 易帆^{1,2,3}

1 武汉大学电子信息学院, 武汉 430079

2 武汉大学地球空间环境与大地测量教育部重点实验室, 武汉 430079

3 武汉大气遥感国家野外观测科学研究所, 武汉 430079

摘 要 本文利用中纬站点 Miramar Nas (32.87°N, 117.15°W) 的探空数据提取了对流层和低平流层的惯性重力波参数并计算了动量通量-相速度谱. 分析表明低层大气重力波动量通量谱很好地满足高斯分布. 高斯拟合的参数分析显示: (1) 冬季西风急流对向东传播的波的吸收使得对流层向西传播的波的高斯峰值明显强于向东传播的波; (2) 重力波在由对流层向平流层的传播过程中谱展宽会增大, 这可能是波与背景相互作用以及波-波相互作用的结果; (3) 急流对重力波的吸收与反射以及对流层顶附近波的耗散使得低平流层总动量通量远小于对流层的. 受背景风场影响, 谱的季节变化呈现出一定规律. 多普勒效应对谱产生了两方面的影响, 一方面背景风较大时多普勒效应会使谱展宽, 另一方面多普勒效应会显著改变谱的中心本征相速度, 使得动量通量谱在同一方向上呈现不对称性.

关键词 重力波源谱, 动量通量, 高斯分布, 对流层急流

doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 10. 002

中图分类号 P421

收稿日期 2011-12-23, 2012-03-09 收修定稿

Radiosonde observations of lower atmospheric gravity wave momentum flux spectra at a single mid-latitude station

MA Lan-Meng^{1,2,3}, ZHANG Shao-Dong^{1,2,3}, YI Fan^{1,2,3}

1 School of Electronic Information, Wuhan University, Wuhan 430079, China

2 Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, Wuhan 430079, China

3 State Observatory for Atmospheric Remote Sensing, Wuhan 430079, China

Abstract Inertial gravity waves in the troposphere and the lower stratosphere (TLS) were extracted by using the data from Radiosonde observations at a mid-latitude station Miramar Nas (32.87°N, 117.15°W). The momentum flux spectra of gravity wave were calculated. Analysis shows that the momentum flux spectra in the lower atmosphere satisfy the Gaussian distribution. The investigation into Gaussian parameters indicates (1) eastward propagating waves are absorbed by the winter westerly jet and as a result the Gaussian peaks of the westward propagating waves are obviously larger than those of the eastward propagating waves, (2) wave-mean flow interaction and wave-wave interaction are likely to lead to the increase of the spectra width during the process when waves propagate from the troposphere to the stratosphere, (3) the

基金项目 国家自然科学基金项目(40825013, 40731055)、海洋公益性行业科研专项(201005017)、气象公益性行业科研专项(GYHY201106011)、空间天气学国家重点实验室开放基金、中央高校基本科研基金和国家重点基础研究发展计划(2012CB825605)资助.

作者简介 马兰梦, 女, 1984年生, 2007年毕业于武汉大学电子信息学院获学士学位, 现为该校空间物理系博士研究生, 主要从事大气重力波的研究. E-mail: lemon_ma007@sina.com

total momentum flux in the lower stratosphere is much smaller than the counterpart in the troposphere, probably because of the absorption and reflection by jet as well as the wave dissipation near the tropopause. Affected by the background wind, the momentum flux spectra exhibit distinctive seasonal variations. Doppler effect profoundly influences the spectra from two aspects. Firstly, Doppler effect will widen the width of the spectra when the background wind is strong. Secondly, Doppler effect would significantly change the intrinsic phase speed at Gaussian center, leading to asymmetric spectra.

Keywords Gravity wave source spectra, Momentum flux, Gaussian distribution, Tropospheric jet

1 引 言

大气重力波对全球大气环流以及大气的动力学、热力学结构都有着重要影响^[1-2]. 这主要体现在重力波在大气的传播过程中受各种耗散过程的作用,将其携带的能量和动量存储在背景大气中,从而对局地 and 全球大气的热力学和动力学过程产生影响^[3-7].

作为一种中小尺度的扰动,若想将重力波对大气环流及其热结构的效应应用于全球环流模式中则必须先对其进行参数化. Lindzen^[8]提出了一种重力波参数化的模式,该模式在后来的研究中被完善^[9-11]. 此后不断发展出多种类型的重力波参数化模式^[12-18]. 这些 Lindzen 型参数化研究大多指定了离散集形式的波参数,并用中频色散关系估计来计算波传播的高度函数,然后用线性对流不稳定性阈值来决定波耗散在何处发生. 达到饱和条件后,在不稳定层上方波耗散将持续. 大多数包含了重力波非线性效应参数化的全球模式研究都用到了和 Lindzen^[8]相关的格式. 除了遵循上述 Lindzen 型参数化格式,许多参数化工作还有部分不同之处或加入了新的见解:如 Alexander 和 Dunkerton^[16](以下简称 AD99),没有用波饱和假设,而是假设了该层面的总的波破碎;Fritts 和 Lu^[12]用重力波谱的饱和理论和经验限制来描述完整谱的能量密度和动量通量的高度函数;Hines^[13-14]认为耗散是源于波-波相互作用,波-波相互作用会导致波谱的一部分发生多普勒频移和折射而使得波的垂直波长变短,而不是在波耗散发生的地方有一个截止波数.

要建立合理的全球环流模式,除了需要建立合理的重力波效应参数化模式外,还需要建立合理的重力波源参数化模式^[1]. 在近年来的参数化模式中,很多工作利用的重力波源谱模式都是完全基于理论假定的^[12-14, 16, 19-20]. 例如 AD99^[14]提出了一种谱参数

化,这种参数化模式对以“动量通量-相速度”函数为输入的任意谱型和任意各向异性的源谱都适用. 然而,考虑到重力波参数化的两个基本要素:第一是描述重力波源的输入参数,第二是重力波耗散的高度函数,目前的重力波参数化还存在不少亟待解决的问题. 这其中缺乏观测对重力波源的输入参数的限制的问题尤为突出. 任何重力波效应的参数化都需要波振幅和波的传播特性在某些高度(比如对流层或者模式的下边界)的输入. 对于重力波参数化,要想得到接近真实的计算结果,应用于全球大气环流模式(General Circulation Model, GCMs)的重力波源谱应该是基于观测的参数化模式. Gong 等^[21]通过模拟和观测的比较,发现在不同的纬度地区适用于不同的源谱模型. Hertzog 等^[22]采用指数型函数模拟了动量通量-相速度谱并为 GCMs 中的波拽力参数化提供了有价值的信息. 这些都是对基于观测的源谱建模的尝试,但是 Hertzog 等^[22]的数据采集局限于南极地区且积累时间不够长. 总体而言,基于观测的源谱建模的工作还是很少. 距离建立真正基于观测的全球重力波源谱模式也还有一段距离.

对波的激发机制的研究表明,中高层大气的重力波的源主要存在于低层大气特别是对流层^[2]. 而在过去的二十余年中,探空气球数据被广泛应用于低层大气重力波的研究工作中^[23-27]. 这些研究工作分析了对流层和低平流层惯性重力波的参数及其传播特性,并揭示了其季节和年际变化. 近年的观测结果表明,对流层重力波会对中高层大气的结构和扰动有重要影响,而对流层重力波的特性在很大程度上是由源特性决定的^[25-27]. 因此,对流层区域的重力波谱将可能用于表征重力波激发源谱.

本文将采用一个中纬站点的探空数据提取惯性重力波,并分析对流层和低平流层区域的重力波动量通量谱及其季节和高度变化,在此基础上提出一种简单的重力波源谱建模方法. 鉴于探空数据的陆地覆盖范围广,积累时间长,所以探空数据分析有可

能为建立基于观测的全球大气重力波源谱做出贡献.

2 数据描述与分析方法

本文所采用的是从 SPARC 数据中心 (<http://www.sparc.sunysb.edu/>) 下载的总共十年 (1998—2007 年) 的探空数据. 一共有 93 个站点. 在尝试从观测资料中建立重力波源谱时, 我们希望研究背景风场, 特别是中纬地区对流层急流对重力波特性的影响, 因此, 本文选取了一个中纬站点 Miramar Nas ($32.87^{\circ}\text{N}, 117.15^{\circ}\text{W}$) 作为研究的对象.

常规探空数据每天两次 (00:00 和 12:00 UT), 随着探空气球的上升, 记录不同高度的压强、温度、相对湿度、水平风和上升率. 原始数据是非均匀采样的, 为了方便分析我们对数据进行了三次样条差值从而得到均匀采样 (高度分辨率为 50 m) 的数据. 决定数据分布高度范围上边界的是气球的爆裂高度, 通常是 25~30 km. 所以选择 25 km 作为分析的上边界.

采用 Zhang 等^[25-27] 的方法提取惯性重力波. 通过这个方法可以得到惯性重力波的基本参数, 包括本征频率、振幅、波长和波动量通量. 通过对水平风和温度 $[u, v, T]$ 的垂直剖面分别进行二阶多项式拟合, 我们计算了背景水平风和温度 $[u_0, v_0, T_0]$. 由于对流层和平流层大气的浮力频率差异较大, 并且为了避开对流层顶的极低温度和对流层上部纬向风急流对拟合的影响, 拟合分别在两个高度范围内进行, 即对流层范围 (地表以上 2 km 到海拔 10 km) 和低平流层范围 (海拔 18 km 到 25 km). 由于每次探测的最大高度是不一样的, 只有当某一对流层范围或者低平流层范围内有效数据的高度范围超过 5 km 时, 即对于对流层 (低平流层) 范围, 只有有效数据高度达到 7(23) km, 我们才采用此数据进行后续分析. 用原始数据 $[u, v, T]$ 减去背景 $[u_0, v_0, T_0]$ 就得到了扰动分量 $[u_f, v_f, T_f]$ (纬向风、经向风和温度). 按如下公式对扰动分量进行谐波拟合得到波动振幅和相位:

$$U = A \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda_z} z + \phi\right), \quad (1)$$

其中, $U = [u_f, v_f, T_f]$ 是波扰动分量, $A = [A_u, A_v, A_T]$ 和 $\phi = [\phi_u, \phi_v, \phi_T]$ 分别是拟合的振幅和相位, λ_z 是垂直波长 (以 100 m 为增长步长, 其变化范围从 200 m 到 8 km (对流层) 或 7 km (低平流层)).

显然, 在谐波拟合中, 不同的 λ_z 会产生不同的振幅; 我们将产生了最大拟合振幅的 λ_z 的值作为主导的垂直波长. 考虑到主导波长对不同的波扰动分量 (纬向风、经向风和温度) 可能不同, 我们将这三个主导波长的平均值作为得到的准单色重力波的波长. 只有当三个主导波长的相对标准差小于 20% 时, 我们认为观测到了准单色重力波. 然后将三个波长的算术平均值作为垂直波长再一次进行谐波拟合来确定每个扰动分量的振幅和相位.

拟合的水平风扰动的矢端曲线是一个椭圆. 利用惯性重力波的极化关系可以得到波的水平传播方向, 即沿着椭圆的长轴方向. 平行和垂直于长轴的水平扰动速度 u_{para} 和 u_{perp} 满足以下方程:

$$\frac{u_{\text{para}}}{u_{\text{perp}}} = -i \frac{f}{\Omega}, \quad (2)$$

Ω 和 f 分别表示波的本征频率和局地科里奥利频率, i 为虚数单位. (2) 式表明 Ω 和 f 的比等于矢端曲线椭圆长短轴的比. 然而, 当这个比值太大时估算的本征频率误差较大^[28-29], 因此我们选取 10 作为这个比值的最大截止值. 此前, 我们得到了垂直波长可以计算出垂直波数. 另外, 垂直波数的符号, 即重力波的垂直传播方向可以由极化关系得到, 具体地, 在北半球逆时针旋转的矢端曲线表明重力波能量下传 (垂直波数为正), 反之重力波能量向上传 (垂直波数为负). 水平波数可以由以下的惯性重力波色散关系方程得出:

$$k_{\text{zonal}}^2 + k_{\text{meridional}}^2 = \frac{k_{\text{vertical}}^2 (\Omega^2 - f^2)}{N^2}, \quad (3)$$

k_{zonal} 、 $k_{\text{meridional}}$ 和 k_{vertical} 分别表示纬向、经向和垂直波数. N 表示浮力频率. 水平传播方向仍有 180° 的不确定性^[30-31]. 为了确定水平传播方向, 我们可以借助水平风和温度扰动的极化关系来得到水平波数的符号. 这样本征水平相速度就很容易得到了.

现在我们获得了每个波扰动的振幅和相位信息, 利用 Vincent 等^[28] 的方法就可以计算向上传播的重力波纬向和经向的动量通量. 以纬向动量通量为例:

$$\overline{u'w'} = \frac{\Omega g}{N^2} \overline{u' \hat{T}'_{+90}}, \quad (4)$$

其中 u' 、 w' 、 T' 分别表示纬向风、垂直风和温度的波扰动分量. $\overline{u'w'}$ 即纬向动量通量. $\hat{T}' = T'/T_0$, 而通过对 \hat{T}' 进行希尔伯特变换即得到 \hat{T}'_{+90} ^[31]. 在实际计算中应用 $\overline{u'w'} \delta_{-}(\Omega)$ 来计算纬向动量通量, 其中 $\delta_{-}(\Omega) = 1 - f^2/\Omega^2$ 表示不同频率的波的传输动

量的能力^[32]. 在对每个波的动量通量的计算中使用的是矢端曲线中得到的本征频率. 类似的, 可以计算经向动量通量 $\overline{v'w'\delta_z}(\Omega)$ (其中 v' 表示经向风的波动分量).

考虑到中纬急流对重力波可能产生的影响, 我们计算了十年间该站点的最大东向纬向风及其发生高度的月平均值, 如图 1 所示. 在 1 至 4 月以及 12 月, 纬向风的最大值超过 25.0 m/s, 其中在 2 月最大, 达到了 30.4 m/s, 表明对流层的西风急流比较大, 尤其是在冬季.

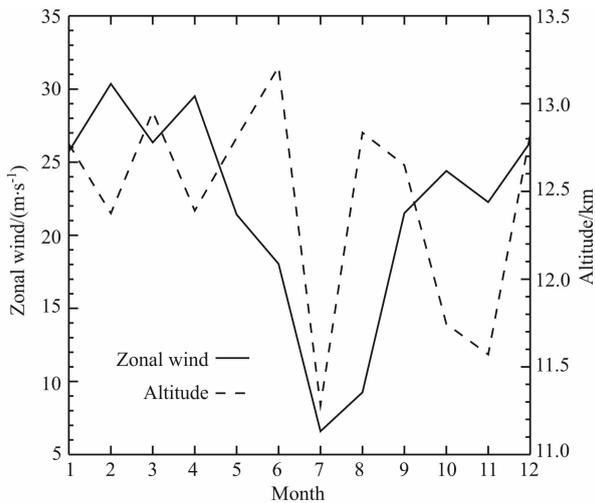


图 1 对流层最大东向纬向风及其发生高度的月变化. 实线给出了最大东向纬向风, 虚线给出了该纬向风的发生高度.

Fig. 1 The monthly maximal eastward wind and the occurrence altitude

The solid line denotes the maximal eastward wind, the dashed line denotes the occurrence altitude.

3 动量通量谱及其建模

过去数十年中利用探空数据对惯性重力波参数有过许多研究^[21, 23, 25-28, 33-38]. 这些参数包括波数、频率、能量和动量通量等. 但其中对动量通量谱的研究却很少^[21-22], 而动量通量谱对构建 GCMs 中的重力波参数化公式是不可或缺的^[2]. 鉴于此, 我们将研究动量通量谱的特性并尝试建立一个基于探空观测数据的经验模型.

在计算动量通量谱 $F(c)$ (c 为重力波水平本征相速度) 的过程中, 首先将相速度划分为宽度为 2 m/s 的网格, 然后按照 (5) 式计算第 i 个本征相速度区间 (c_i) 内重力波平均动量通量, 从而得到动量通量谱:

$$F(c_i) = \frac{\sum_{n=1}^N F_n(c_i)}{N_{Up}}, \quad (5)$$

式中, $F_n(c_i)$ 表示第 i 个本征相速度区间第 n 个重力波的动量通量; N 表示第 i 个本征相速度区间观测到的重力波个数, N_{Up} 是该探空站点观测到的全部上行重力波个数. 一般而言, 只有向上传播的重力波才会对中高层大气动力学和热力学结构产生影响, 因此本文只分析上行重力波的动量通量谱. 图 2 中的细实线直方图给出了站点 Miramar Nas (32.87°N, 117.15°W) 对流层向上传播的重力波动量通量谱. 图 3 给出的是低平流层向上传播的重力波动量通量谱. 以对流层纬向动量通量谱为例, 本征相速度的大致分布范围: 向东传播的波 (以下简称东向) 在 0~11 m/s 之间, 向西传播的波 (以下简称西向) 在 -18~0 m/s 之间. 东向谱峰位于 3~5 m/s 之间, 峰值为 $0.63 \times 10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$; 西向谱峰位于 -8~-6 m/s, 峰值为 $-1.1 \times 10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$. 动量通量谱分布和高斯分布十分相似, 并呈现出水平传播的不对称性. 该站点的对流层经向动量通量谱和低平流层的纬向与经向动量通量谱都有类似特征. 下面将尝试对动量通量谱进行高斯拟合来进一步探究其基本特性.

采用最小二乘法对动量通量谱进行高斯拟合. 图 2 是对流层动量通量谱的高斯拟合结果. 图 3 是低平流层的拟合结果. 从图中观察, 高斯拟合谱和动量通量谱非常吻合. 为了定量判定吻合程度以及拟合误差, 定义

$$\sigma = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left[\frac{\sqrt{(F_f(c_i) - F(c_i))^2}}{|F(c_i)|} \right], \quad (6)$$

式中, σ 表示拟合的平均相对误差, M 表示本征相速度空间离散的本征相速度个数, $F_f(c_i)$ 表示高斯拟合出的第 i 个本征相速度对应的动量通量, 即高斯拟合得到的动量通量谱. 图 2 的平均相对误差: 西向为 6.9%, 东向为 7.6%; 向南传播的波 (以下简称南向) 为 6.5%, 向北传播的波 (以下简称北向) 为 11.8%. 图 3 的平均相对误差在西、东、南、北四个方向则分别为: 5.0%, 13.5%, 4.8%, 9.2%. 总体而言, 相对误差较小. 这表明, 用高斯函数来对对流层和低平流层重力波的动量通量谱进行建模是合理的. 近年来利用探空数据对低层大气重力波的研究^[25-27]说明, 对流层大气重力波的特性是由源的特性决定的. 而凭借探空数据的良好陆地覆盖以及长期积累, 若能够以一个简单的函数, 如高斯函数对全

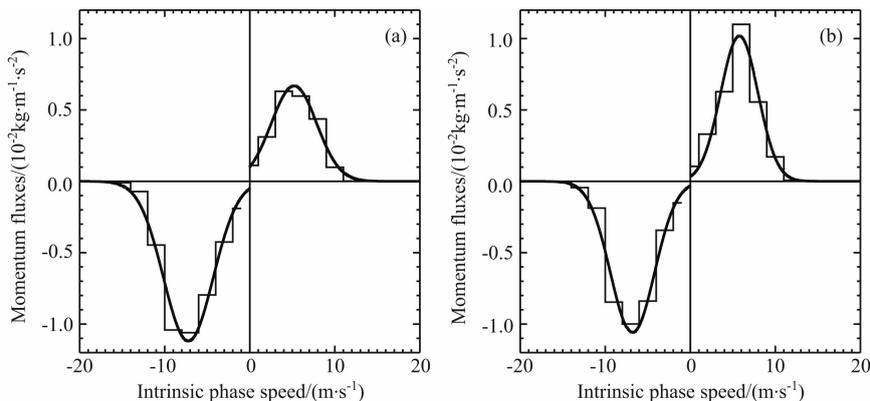


图2 对流层动量通量谱及其高斯拟合

细实线代表由公式(5)计算得到的谱,粗实线代表高斯拟合的谱。(a)是纬向的,(b)是经向的。

对于纬向的谱,相速度的正值代表向东传播,对于经向的谱,相速度的正值代表向北传播。

Fig. 2 Momentum flux spectra in the troposphere and their Gaussian fittings

Thin solid lines denote the spectra derived from formula (5) and thick solid lines denote the fitted spectra. (a) denotes the zonal spectra and (b) denotes the meridional one. Positive values of phase speed denote eastward/northward propagating waves for zonal/meridional spectra.

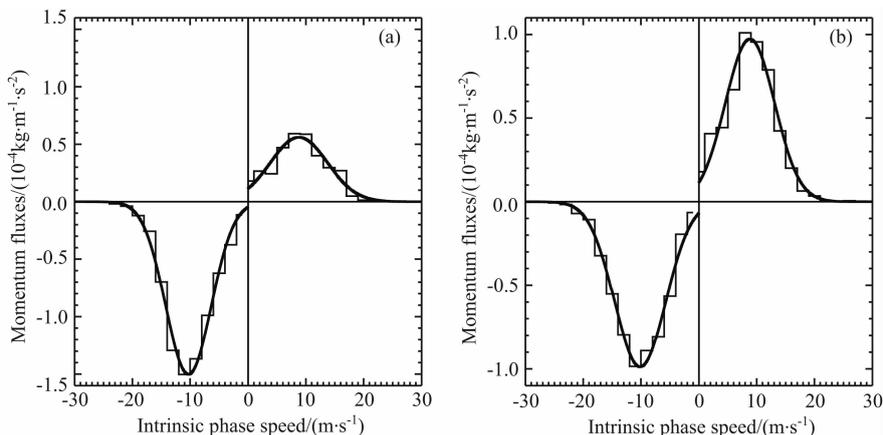


图3 同图2,但为低平流层动量通量谱及其高斯拟合

Fig. 3 The same as Fig. 2, but for the momentum flux spectra in the lower stratosphere and their Gaussian fittings

球低层大气重力波动量通量谱进行建模,对于GCMs的价值将非常大;动量通量的高斯函数谱将给GCMs提供简单的基于观测的源谱输入。

4 高斯拟合谱的分析

4.1 高斯参数的分析

既然高斯函数可以很好地拟合观测到的动量通量谱,我们便可以通过分析高斯拟合函数的峰值、半高全宽和高斯中心本征相速度等三个关键参量来研究动量通量谱及其物理特性。其中高斯中心本征相速度表示对应于高斯拟合谱谱峰的相速度。表1给出了对流层动量通量谱的高斯拟合参数。在纬向上:西向的峰值为 $-1.1 \times 10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$,其绝对值明显大于东向,我们推测这是因为该站点强的向

表1 对流层动量通量谱的高斯拟合参数

Table 1 Gaussian parameters of tropospheric momentum flux spectra

传播方向	峰值/ ($10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$)	半高全宽/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	高斯中心本征相速度/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
东向	0.7	6.3	5.2
西向	-1.1	6.9	-7.2
北向	1.0	5.2	5.8
南向	-1.1	6.1	-6.8

东的冬季急流对向东传播重力波的吸收;西向的半高全宽为 6.9 m/s ,略大于东向的,这说明向东传播和向西传播的波的单色性差异不大。峰值和半高全宽可以表征总动量通量的大小,这两个参数越大,总动量通量越大,故图2的西向总动量通量比东向大,这也是因为向东的冬季急流对向东传播重力波的吸

收导致的.向西传播的波高斯中心本征相速度的值为 -7.2 m/s ,其绝对值比东向(5.2 m/s)大,这是由于急流的多普勒效应作用,背景西风会减小向东传播的相速度并增大向西传播的相速度.南北向的峰值的绝对值差异不大,南向的半高全宽比北向大,南向的总动量通量比北向大;南向中心的绝对值比北向略大,这和经向背景风偏北因此减小了北向相速度有关.

表 2 给出了低平流层的高斯拟合参数.峰值和中心本征相速度的绝对值西向明显大于东向,南北向的峰值绝对值相同,中心本征相速度则是南向大于北向;在这几个特点上低平流层和对流层的规律非常相似,这是由于低平流层的上行重力波的波源主要存在于对流层,因此其谱特性基本保持了对流层上行波的特点.低平流层的半高全宽都比对流层的要大,这意味着对流层的源似乎更单一,波的单色性更强,其原因在于低平流层的上行波大多激发于对流层,而波在从对流层向平流层的传播过程中,由于传播效应、滤波以及波之间的相互作用使得谱展宽.而中心本征相速度也是低平流层较大,这种从对流层到低平流层产生的相速度平移现象是由于多普勒效应的作用:一方面当重力波逆风传播时多普勒效应使相速度增大,另一方面顺风传播时波的低频成分被背景风吸收使得只有较高频部分能够传播到平流层^[2].

表 2 低平流层动量通量谱的高斯拟合参数

Table 2 Gaussian parameters of lower stratospheric momentum flux spectra

传播方向	峰值/ ($10^{-4}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$)	半高全宽/ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	高斯中心本征相速度/ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
东向	0.6	11.6	8.8
西向	-1.5	9.2	-10.3
北向	1.0	10.4	8.8
南向	-1.0	10.0	-10.2

前面提到峰值和半高全宽可以表征总动量通量.对比表 1 和表 2,在四个方向上低平流层的峰值比对流层小两个数量级,而半高全宽则低平流层比对流层略大,表明低平流层的总动量通量要远小于对流层.这是急流吸收或者反射了相当部分向上传播的重力波动量通量所致.

为了进一步说明动量通量谱计算和拟合的可靠性,除了利用公式(6)得到的平均相对误差、制定拟合判据以外,一些利用探空数据研究动量通量的工作也可以作为参考.Zhang 等^[39]计算了与本文相同站点的动量通量随高度的分布,其纬向峰值为

-0.12 到 $0.10\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$,经向峰值为 -0.09 到 $0.05\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$.Gong 和 Geller^[40]计算了中纬站点 Denver, Colorado (255.12°E , 39.77°N)的动量通量.纬向峰值在东西两个方向分别为 $0.037\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ 和 $-0.127\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$.上述两个工作得到的动量通量峰值都比本文计算的峰值大,这是由于本文计算的动量通量是在对流层(或低平流层)高度范围内做的平均,而不是动量通量随高度的连续变化.

4.2 动量通量谱的季节变化

过去的很多研究表明,大气重力波都有十分明显的季节变化^[23,26-27,33,41].本文研究重力波谱的季节变化.为了研究动量通量谱的季节变化,我们将十年的数据分析后得到动量通量按相同月份分别根据公式(5)计算.这样做可以避免因为各个单独月份样本数过少而影响高斯拟合的效果.图 4 给出了对流层高斯拟合参数的季节变化.观察高斯峰值:东向的峰值有明显季节变化.东西向的最大值分别出现在 7 月和 4 月;而除了 6、7 月和 10 月以外,西向都比东向的大,并且最大差值出现在 2 月,即该站点冬季急流最强的月份,这反映了在夏季以外的季节向东的背景风对顺风传播的重力波的吸收.经向和纬向之间没有明显的各向异性.观察半高全宽:东西向的最小值都出现在 6 月即背景纬向风最小的时期,表明在背景风较大的时候重力波与背景风的相互作用除了导致波动的多普勒频移之外,波流相互作用^[42]还可能会产生更多的谱成分,导致波的谱展宽;东向的最大值出现于 4 月且非常大,说明在 4 月向东传播的波的谱成分非常丰富.观察中心本征相速度:除了 4 月,西向的中心本征相速度都比东向大,这是由于背景西风的多普勒效应会减小向东传播的相速度并增大向西传播的相速度.而在经向,由于全年大多数月份的经向风是南风,因此除了 11 月,南向的中心本征相速度都比北向大,这和纬向的情况类似,是多普勒效应导致的.

图 5 给出了低平流层高斯参数的季节变化.高斯峰值:东西向的最大值分别出现在 4 月和 3 月.西向的最大值非常大,达到了 $7.0\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$,超过其平均值三倍以上.除了 7、8 月以外西向都比东向的大.半高全宽:东西向的最小值分别出现在 12 月和 3 月.东向在 1、2、3 月的较其它月份大.而高斯峰值,全年的变化幅度不大.由于峰值和半高全宽共同决定了总动量通量的大小,因此总动量通量在 1、2、3 月最大,这与 Vincent 等^[28]的结果一致.对于高斯中心本征相速度:除了 6、7、8 和 12 月,西向都大

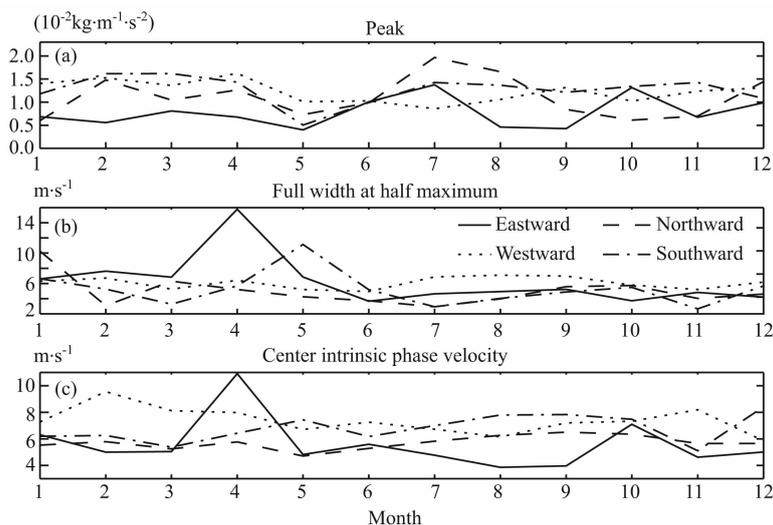


图 4 对流层动量通量谱高斯拟合参数的季节变化

实线、点线、虚线和点划线分别代表向东、西、北、南四个方向传播的波。

Fig. 4 Seasonal variations of Gaussian-fitting momentum flux spectra parameters in the troposphere

The solid line, dotted line, dashed line and dot dash line denote eastward-, westward-, northward- and southward-propagating waves, respectively.

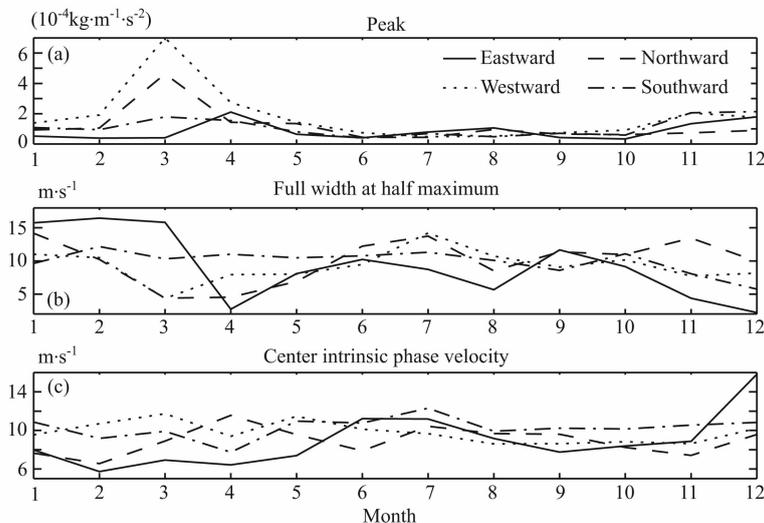


图 5 同图 4, 但为低平流层动量通量谱高斯拟合参数的季节变化

Fig. 5 The same as Fig. 4, but for the Gaussian parameters in the lower stratosphere

于东向;而除了 4 月,南向均大于北向.这也是多普勒效应的体现.峰值在所有月份低平流层均远小于对流层,而两个高度范围的半高全宽差别很小,表明低平流层的总动量通量要远小于对流层,这和 4.1 节中的结果一致.对流层和低平流层总动量通量的显著差异产生的原因是:一方面如前述,急流吸收或者反射了相当部分向上传播的重力波;另一方面在传播到对流层顶附近区域(10~18 km)时,由于耗散,重力波的部分动量沉积在背景大气中.事实上, Kuo 等^[43]曾指出,中纬的背景风的加速度在 10~

18 km 范围内较大,并在约 18 km 处达到极大值.有理由相信部分重力波在这个高度附近产生强烈耗散并将动量储存在背景大气中,从而导致了背景风的加速,而这会进一步吸收或者反射向上传播的重力波.低平流层高斯中心本征相速度分布于 6~16 m/s 范围内,总体上大于对流层高斯中心本征相速度(4~10 m/s),这也与 4.1 节中的结果一致.其原因是因为多普勒效应使顺风传播的波的相速度增大,而对于顺风传播的波动,只有高频部分才能穿过对流层急流传播至低平流层.

5 结 论

利用站点 Miramar Nas (32. 87°N, 117. 15°W) 1998—2007 年的探空数据我们计算了对流层和低平流层重力波动量通量-相速度谱. 鉴于动量通量谱与高斯函数的显著相似性, 我们对观测到的动量通量谱进行了高斯拟合, 并定义了拟合的平均相对误差 σ 来描述拟合度. 发现在对流层和低平流层两个高度范围内的 σ 均较小, 说明了选取高斯函数对低层大气重力波动量通量谱进行建模是合理的.

对高斯拟合参数的分析表明: (1) 对流层和低平流层的高斯峰值都是向西传播的波明显大于向东传播的波, 这与该站点冬季急流是西风急流密切相关; (2) 低平流层半高全宽都比对流层大, 这源于波传播过程中, 传播效应、滤波及波之间的相互作用导致谱展宽; (3) 低平流层的中心本征相速度比对流层大, 反映了重力波在逆风时多普勒效应增大了相速度, 并且由于顺风传播的波的低频成分被背景风吸收的缘故, 在波达到低平流层时只有较高频部分; (4) 低平流层的总动量通量远小于对流层的, 其原因一方面是急流对部分上传重力波的反射和吸收, 一方面是重力波在对流层顶附近耗散并将动量存储在背景中.

我们还发现动量通量谱有较明显的季节变化. 就高斯峰值而言, 对流层的每个月份的东西向的差的最大值出现在冬季急流最强的月份, 表明背景西风吸收了向东传播的波; 低平流层的高斯峰值在绝大多数月份西向较东向大. 对流层半高全宽的最小值在 6 月出现, 此时纬向和经向背景风最小, 表明背景风会使得谱展宽. 而多普勒效应还会致使西向中心本征相速度在绝大多数月份大于东向, 南向大于北向.

通过对动量通量谱的分析, 我们发现在中纬地区的低层大气中, 对流层急流是决定波动和动力学特性的关键因素.

近年来的研究表明低层大气重力波特性和被激发源特性所控制^[26-27], 这就意味着利用探空数据的长期积累和站点广泛的分布我们可能建立一个基于观测的重力波源谱参数化模式, 这对建立更加接近观测的 GCMs 具有重要意义.

参考文献 (References)

[1] Holton J R. The influence of gravity wave breaking on the general circulation of the middle atmosphere. *J. Atmos.*

Sci., 1983, 40(10): 2497-2507.

[2] Fritts D C, Alexander M J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.*, 2003, 41(1): 1003.

[3] Alexander M J, Pfister L. Gravity wave momentum flux in the lower stratosphere over convection. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, 22(15): 2029-2032.

[4] Alexander M J. Interpretations of observed climatological patterns stratospheric gravity wave variance. *J. Geophys. Res.*, 1998, 103(D8): 8627-8640.

[5] Manzini E, McFarlane N A. The effect of varying the source spectrum of a gravity wave parameterization in a middle atmosphere general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 1998, 103(24): 31523-31539.

[6] Medvedev A, Klaassen G, Beagley S. On the role of an anisotropic gravity wave spectrum in maintaining the circulation of the middle atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, 25: 509-512.

[7] Hagan M E, Forbes J M. Migrating and nonmigrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108: 4241.

[8] Lindzen R S. Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, 1981, 86(C10): 9707-9714.

[9] Holton J R. The role of gravity wave induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1982, 39: 791-799.

[10] Palmer T N, Shutts G J, Swinbank R. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, 112(474): 1001-1039.

[11] McFarlane N A. The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44(14): 1775-1800.

[12] Fritts D C, Lu W. Spectral estimates of gravity wave energy and momentum fluxes, II, Parameterization of wave forcing and variability. *J. Atmos. Sci.*, 1993, 50(22): 3695-3713.

[13] Hines C O. Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle and upper atmosphere: 1. Basic formulation. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1997, 59(4): 371-386.

[14] Hines C O. Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle and upper atmosphere: 2. Broad and quasi monochromatic spectra, and implementation. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1997, 59(4): 387-400.

[15] Lott F, Miller M J. A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1997, 123(537): 101-127.

[16] Alexander M J, Dunkerton T J. A spectral parameterization

- of mean-flow forcing due to breaking gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, 1999, 56(24): 4167-4182.
- [17] Scinocca J F, McFarlane N A. Anisotropy in the parameterization of drag due to freely propagating gravity waves and low-level dynamics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2000, 126: 2353-2393.
- [18] Warner C D, McIntyre M E. An ultra-simple spectral parameterization for non-orographic gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58(14): 1837-1857.
- [19] Beres J H, Garcia R R, Boville B A, et al. Implementation of a gravity wave source spectrum parameterization dependent on the properties of convection in the Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM). *J. Geophys. Res.*, 2005, 110: D10108, doi: 10.1029/2004JD005504.
- [20] Watanabe S. Constraints on a non-orographic gravity wave drag parameterization using a gravity wave resolving general circulation model. *SOLA*, 2008, 4: 61-64.
- [21] Gong J, Geller M A, Wang L. Source spectra information derived from U. S. high-resolution radiosonde data. *J. Geophys. Res.*, 2008, 113: D10106, doi: 10.1029/2007JD009252.
- [22] Hertzog A, Boccara G R, Vincent R A, et al. Estimation of gravity wave momentum flux and phase speeds from quasi-Lagrangian stratospheric balloon flights. Part II: Results from the Vorcore campaign in Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, 2008, 65: 3056-3070.
- [23] Allen S J, Vincent R A. Gravity-wave activity in the lower atmosphere: Seasonal and latitudinal variations. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100(D1): 1327-1350.
- [24] Wang L, Geller M A. Morphology of gravity-wave energy as observed from 4 years (1998—2001) of high vertical resolution U. S. radiosonde data. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108: 4489.
- [25] Zhang S D, Yi F. A statistical study of gravity waves from radiosonde observations at Wuhan (30°N, 114°E), China. *Ann. Geophys.*, 2005, 23(3): 665-673.
- [26] Zhang S D, Yi F. Latitudinal and seasonal variations of inertial gravity wave activity in the lower atmosphere over central China. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112: D05109, doi: 10.1029/2006JD007487.
- [27] Zhang S D, Yi F, Huang C M, et al. Latitudinal and seasonal variations of lower atmospheric inertial gravity wave energy revealed by US radiosonde data. *Ann. Geophys.*, 2010, 28(5): 1065-1074.
- [28] Vincent R A, Alexander M J. Gravity waves in the tropical lower stratosphere: An observational study of seasonal and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 2000, 105(D14): 17971-17982.
- [29] Zink F, Vincent R A. Wavelet analysis of stratospheric gravity wave packets over Macquarie Island; 1. Wave parameters. *J. Geophys. Res.*, 2001, 106(D10): 10275-10288.
- [30] Vincent R A, Fritts D C. A climatology of gravity wave motions in the mesosphere region at Adelaide, Australia. *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44(4): 748-760.
- [31] Vincent R A, Allen S J, Eckermann S D. Gravity wave parameters in the lower stratosphere. // Hamilton K ed. Gravity Wave Processes: Their Parameterization in Global Climate Models. NATO ASI Ser., Ser. I, 1997, 50: 7-25.
- [32] Fritts D C, Vincent R A. Mesospheric momentum flux studies at Adelaide, Australia: Observations and a gravity wave-tidal interaction model. *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44: 605-619.
- [33] Tsuda T, Murayama Y, Wiriyosumarto H, et al. Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia: 2. Characteristics of gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99(D5): 10491-10506.
- [34] Wang L, Geller M A, Alexander M J. Spatial and temporal variations of gravity wave parameters, Part I: Intrinsic frequency, wavelength, and vertical propagation direction. *J. Atmos. Sci.*, 2005, 62(1): 125-142.
- [35] Zhang S D, Huang C M, Yi F. Radiosonde observations of vertical wave number spectra for gravity waves in the lower atmosphere over Central China. *Ann. Geophys.*, 2006, 24(12): 3257-3265.
- [36] Venkat R M, Babu A N, Rao V V M J, et al. MST radar and radiosonde observations of inertia-gravity wave climatology over tropical stations: Source mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 2008, 113: D07109, doi: 10.1029/2007JD008986.
- [37] Zhang S D, Yi F, Huang C M, et al. Intensive radiosonde observations of gravity waves in the lower atmosphere over Yichang (111° 18' E, 30° 42' N), China. *Ann. Geophys.*, 2008, 26(7): 2005-2018.
- [38] Geller M A, Gong J. Gravity wave kinetic, potential, and vertical fluctuation energies as indicators of different frequency gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 2010, 115: D11111, doi: 10.1029/2009JD012266.
- [39] Zhang S D, Yi F, Huang C M, et al. High vertical resolution analyses of gravity waves and turbulence at a midlatitude station. *J. Geophys. Res.*, 2012, 117: D02103, doi: 10.1029/2011JD016587.
- [40] Gong J, Geller M A. Vertical fluctuation energy in United States high vertical resolution radiosonde data as an indicator of convective gravity wave sources. *J. Geophys. Res.*, 2010, 115: D11110, doi: 10.1029/2009JD012265.
- [41] 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(D9): 17229-17264.
- [42] Zhang Y H, Zhang S D, Yi F, et al. Statistics of lower tropospheric inversions over the continental United States. *Ann. Geophys.*, 2011, 29(4): 401-410.
- [43] Kuo F S, Lue H Y, Fern C L, et al. Studies of vertical fluxes of horizontal momentum in the lower atmosphere using the MU-radar. *Ann. Geophys.*, 2008, 26(12): 3765-3781.