0254-6124/2019/39(3)-326–16 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

WANG Yizhou, HUANG Yingying, LI Huijun, LI Chongyin. Analysis of stratospheric gravity wave parameters based on COSMIC observations (in Chinese). *Chin. J. Space Sci.*, 2019, **39**(3): 326-341. DOI:10.11728/cjss2019.03.326

基于 COSMIC 的平流层重力波参数分析 *

王一洲 [1,2] 黄莹莹 [1,3] 李汇军 [4] 李崇银 [1,5]

1(国防科技大学气象海洋学院 南京 211101)

2(中国人民解放军 32103 部队 潍坊 261000)

3(中山大学大气科学学院 珠海 519082)

4(南京航空航天大学航天学院 南京 210016)

5(中国科学院大气物理研究所 北京 100029)

摘 要 基于 COSMIC 卫星观测的 2006 年 12 月 29 日到 2008 年 1 月 3 日 30°－40°N 纬度内的温度剖面, 分别利用垂直滑动窗、双滤波器和单滤波器三种方法计算低平流层重力波的扰动和势能, 获得重力波扰动和势能随高度、经度的分布以及多时间尺度变化特性, 分析重力波扰动势能与背景温度及风场的变化趋势和特点. 比较三种方法得到的结果发现: 垂直滑动窗方法只能去除大垂直尺度的背景, 无法抑制小尺度的扰动, 其得到的结果误差较大; 双滤波器法对温度剖面中的大尺度背景和小尺度扰动都能很好地抑制; 单滤波器法得到的重力波扰动中基本不包含垂直方向的大尺度背景, 但是包含一些小垂直尺度的扰动. 因此, 对于垂直波长为 10 km 左右的重力波, 采用双滤波器法合适; 如果需要得到小尺度重力波的变化特性, 采用单滤波器法合适. 采用双滤波器法无法得到势能随高度的变化, 而采用单滤波器法能够给出每月势能随高度的分布. 对 30°－40°N 纬度内的重力波参数进行统计分析得到重力波扰动、势能与背景温度和水平风场的关系.

关键词 重力波, 平流层, COSMIC 掩星观测, 势能, 时空变化

中图分类号 P 351

Analysis of Stratospheric Gravity Wave Parameters Based on COSMIC Observations

WANG Yizhou[1,2] HUANG Yingying[1,3] LI Huijun[4] LI Chongyin[1,5]

1(*College of Meteorology and Oceanography, National University of Defense Technology, Nanjing* 211101)

2(32103 *Troops, the Chinese People's Libration Army, Weifang* 261000)

3(*School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Zhuhai* 519082)

4(*College of Astronautics, Nanjing University of Aeronautics and Astronautics, Nanjing* 210016)

5(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029)

Abstract Using the temperature profiles between 30°N and 40°N latitude observed by COSMIC

* 国家自然科学基金项目 (41504118), 江苏省自然科学基金项目 (BK20150709) 和中国人民解放军理工大学预研项目共同资助
2018-05-29 收到原稿, 2019-01-04 收到修定稿

E-mail: 276001522@qq.com. 通信作者 黄莹莹, E-mail: huangyingy@mail.sysu.edu.cn

satellites from 29 December 2006 to 3 January 2008, the disturbances and potential energy (E_p) of Gravity Waves (GWs) in lower stratosphere are calculated by vertical running windows method, double-filter method and single-filter method, respectively. The altitude and longitude distributions, and multi-time scale variations of these parameters are obtained. The spatial characteristics of background temperature and horizontal wind fields are analyzed to investigate the possible origins of GWs. The disturbances and potential energy (E_p) of GWs in lower stratosphere obtained by the above three methods are compared. The results are as follows. The errors of GW perturbations calculated by vertical running windows method are relatively large, because it can only remove the disturbances with large vertical scales, while can not remove small vertical scales in derived GW disturbances. The double-filter can well suppress both large-scale background and small-scale disturbances in temperature profiles. GW disturbances obtained by a single-filter does not include large vertical scale background, but still contain some small vertical scale disturbances. The double-filter method cannot obtain altitude variations of E_p, while the single-filter method can give altitude variations of monthly averaged E_p. The relationships between GWs' parameters (including disturbances and E_p) and background temperature and horizontal wind fields are revealed.

Key words Gravity wave, Stratosphere, COSMIC observations, potential energy, Spatio-temporal variations

0 引言

临近空间指高度位于 20~100 km 之间的地球大气层. 随着新一代临近空间飞行器的发展, 这一区域正在成为开展高技术应用和国防安全活动的新领域 [1]. 平流层位于临近空间大气的中下部, 其特性与临近空间的能量和物质输运过程密切相关. 重力波是地球大气中广泛存在的一种波动现象, 对大气大尺度环流、热结构等具有重要影响 [2].

以往的研究表明, 地形 [3]、对流 [4]、锋面系统 [5]、风剪切 [6]、地转适应 [7] 和斜压不稳定性 [8] 等因素能诱发重力波. 此外, 重力波与背景大气之间相互影响 [4] 会产生大气波导现象、临界层现象以及对大气背景的拖拽作用等. 通过大气的对流剪切和环流过程, 重力波携带的动能和势能可以垂直与水平传播, 这不仅会影响全球大气的能量和物质输运 [2], 还会影响中–高纬 E 层和 F 层的电离层扰动 [9,10].

利用探空气球的观测数据, 以往研究给出了对流层–低平流层重力波的基本参数 [11], 包括固有频率、振幅、波长、固有相速度和波能量等. 根据地基观测数据得到重力波的水平分布和传播特性, 需要采用多站点的观测数据. 但是上述方法难以得到全球甚至一个纬度带内重力波的水平分布特性.

近 20 多年来, 随着大量卫星的发射升空, 采用卫星探测手段分析重力波特性的研究越来越多 [12]. 其中, GNSS (Global Navigation Satellite System) 掩星观测由于具有全球覆盖和高时空分辨率, 在重力波的研究中应用较广. 气象及电离层气候观测系统 COSMIC (Constellation Observation System for Meteorology, Ionosphere and Climate) 是台湾太空中心 (National Space Organization, NSPO) 和美国大气研究大学公司 (University Corporation for Atmospheric Research, UCAR) 合作发射的掩星探测系统 [13,14]. 利用 COSMIC 的观测数据, 采用不同的分析方法, 得到了重力波的扰动 [15]、势能 [16,17]、波长 [18] 和动量通量 [19] 等参数, 以及重力波在垂直和水平方向上的传播特性 [20]. 此外, 由于 COSMIC 数据的高精度, 其还被用作修正地基探空数据的标准数据 [21].

本文采用 COSMIC 探测得到的全球 5~38 km 高度的大气温度剖面, 以重力波的线性理论为基础, 采用三种不同的数据处理方法, 从原始温度剖面中分离出对流层–低平流层的背景温度和重力波扰动剖面, 并在此基础上进一步计算重力波势能. 通过比较几种方法计算结果的差异, 分析得到不同方法的适用情况. 分析这些重力波参量在北半球 30°−40°N 纬

度带的时间变化和经度分布特性. 利用 ERA-Interim 再分析风场数据 [22] 得到 30°−40°N 纬度带内纬向风和经向风随时间、经度和高度的变化. 通过对比重力波参数与背景风场的空间结构, 分析背景风场对重力波的可能影响. 中国很大一部分陆地位于这个纬度带内, 因此这里得到的重力波参数变化特性有助于建立中国平流层区域大气模式.

1 COSMIC

COSMIC 的六颗卫星于 2006 年 4 月 15 日 01:40 UT 在美国加利福尼亚州的范登堡空军基地发射升空. 每颗 COSMIC 卫星的主要载荷是由美国国家航空宇航局 NASA 喷气推进实验室 (Jet Propulsion Laboratory, JPL) 开发的 GPS 无线电掩星信号接收机. 卫星发射的初始高度为 512 km, 六颗卫星基本保持在相同轨道运行, 卫星的间距约为 30°. 在之后的 17 个月中, 卫星最终定轨于高度为 800 km, 倾角为 72° 的圆形轨道上 [14]. COSMIC 可以得到全天候全球分布的低层大气 (从地表至 40 km 高度附近) 温度剖面, 垂直分辨率可达 100 m, 而且受天气影响较小.

本文采用 COSMIC 卫星观测得到的 2006 年 12 月 29 日至 2008 年 1 月 3 日, 30°−40°N 纬度, 5∼38 km 高度的温度剖面, 研究重力波扰动和势能随高度、经度和时间的变化特性.

2 重力波参数提取方法

2.1 计算方法概述

根据重力波的线性理论, 这里假设大气温度剖面 $T(z)$ 由背景温度剖面 $\bar{T}(z)$ 和扰动部分 $T'(z)$ 组成, 即 $T(z)=\bar{T}(z)+T'(z)$. 基于垂直滤波的思想, 以往研究采用以下几种不同的处理方式. ①垂直滑动窗法. 采用一个在高度上窗长为 7 km 的滑动窗口, 对观测到的温度剖面在高度上计算平均值来估算背景温度剖面 $\bar{T}(z)$, 然后从原始温度剖面中减去背景温度剖面得到重力波扰动剖面 $T'(z)$[23]. ②双滤波器法. 在特定的经纬度网格内, 通过计算一个月内相同高度上的所有有效观测数据, 得到一个月的平均温度剖面作为背景温度剖面 $\bar{T}(z)$, 从观测数据中减去 $\bar{T}(z)$ 可以得到一个扰动的剖面. 用单个剖面减去平均剖面时会产生偏差. 因此, 再去除垂直线性量, 并在高度上依次利用一个高通滤波器和一个低通滤波器对扰动数据进行垂直滤波, 分别滤除垂直方向上的大尺度波动和小扰动, 得到重力波扰动 $T'(z)$[24]. ③单滤波器法. 首先对温度在高度上进行插值, 使得垂直分辨率为 1 km. 这样可以滤除小垂直尺度的扰动和噪声, 使提取的重力波垂直波长不小于 2 km. 然后, 在特定的经纬度网格中, 计算每一个高度上的温度在 7 天内的平均值作为背景温度 $\bar{T}(z)$. 从原始温度中减去背景温度后, 对得到的每一个温度扰动剖面在高度上去除线性倾斜量, 然后在垂直方向上采用一个高通滤波器对已去除线性倾斜量的温度扰动剖面进行滤波, 得到重力波温度扰动的剖面 $T'(z)$[25].

理论上来说, 第一种方法能够提取出垂直波长小于 7 km 的重力波扰动, 第二种方法能够提取的重力波扰动垂直波长范围为 2∼10 km, 第三种方法能够得到垂直波长范围 2∼7 km 内的重力波扰动. 但实际上, 有一部分行星尺度扰动具有与重力波同样尺度的垂直波长, 例如 Kelvin 波 [26]. 所以采用垂直滤波方法得到的重力波扰动中也包含了这部分波动的贡献.

根据计算得到的重力波扰动和背景温度, 采用式 (1) 和式 (2) 分别计算浮力频率的平方和重力波势能, 即

$$N^2(z)=\frac{g}{\bar{T}}\Big(\frac{\partial\bar{T}}{\partial z}+\frac{g}{c_{\rm p}}\Big), \tag{1}$$

$$E_{\rm p}=\frac{1}{2}\Big(\frac{g}{N}\Big)^2\Big(\frac{T'}{\bar{T}}\Big)^2. \tag{2}$$

其中, $g=9.8\,{\rm m\cdot s^{-2}}$ 为重力加速度, $c_{\rm p}=1005\,{\rm J\cdot kg^{-1}\cdot K^{-1}}$ 表示等压比热, T' 为重力波温度扰动, $\bar{T}$ 为背景温度, z 表示高度.

2.2 重力波扰动和势能

2.2.1 垂直滑动窗法

首先采用最简单的垂直滑动窗法从单个温度剖面中提取重力波扰动. 这里以 2007 年 1 月 1 日在 74.65°W, 35.19°N 的观测温度剖面为例, 采用高度范围为 7 km 的垂直窗长和 100 m 的滑动步长计算背景温度剖面 $\bar{T}(z)$, 再从原始温度剖面 $T(z)$ 中直接减去 $\bar{T}(z)$, 从而得到重力波的扰动剖面 $T'(z)$, 计算结果如图 1 所示. 从图 1(a) 中原始温度剖面最小值出

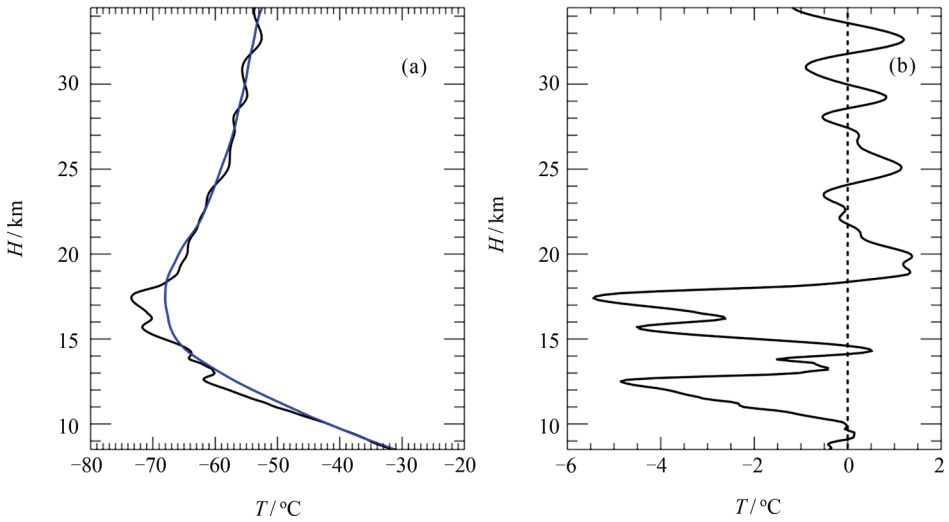

图 1　2007 年 1 月 1 日 02:44:36 UT COSMIC 在 74.65°W, 35.19°N 观测到的温度剖面和采用垂直滑动平均法计算得到的背景温度和扰动温度剖面. (a) 原始大气温度剖面 (黑线) 和背景温度剖面 (蓝线), (b) 重力波温度扰动剖面

Fig. 1　Temperature profile observed by COSMIC at 74.65°W, 35.19°N at 02:44:36 UT on 1 January 2007, and the profile of background temperature and GW disturbances calculated by the vertical running window method. (a) Profiles of the original atmospheric temperature (black) and background temperature (blue), (b) the profile of GW disturbances

现的高度可知, 对流层顶高度为 18 km 左右时, 温度约为 −73°C. 背景温度剖面能大致给出温度随高度的变化趋势, 并给出对流层顶的高度范围. 图 1(b) 给出了采用原始温度剖面减去背景温度剖面后得到的扰动温度. 从图 1(b) 可以看出: 在 10 km 附近重力波扰动的幅值较小, 小于 2 K; 但是在出现对流层顶的高度范围内, 重力波扰动的幅值突然增大, 绝对值大于 5 K; 在 20 km 以上, 温度扰动的绝对值保持在 2 K 以内, 且在垂直方向上有明显的波动结构. 窗长为 7 km 的滑动平均相当于求得垂直尺度大于 7 km 的背景, 从而减去背景剖面后得到的重力波扰动保留了垂直波长小于 7 km 的波动成分.

如图 1(a) 所示, 在对流层顶区域, 背景温度达到了垂直方向上的最小值, 同时垂直温度递减率也非常大. 从图 1(b) 可以看出, 重力波扰动也在这个范围内达到高度上的极大值. 根据能量守恒定律, 这一区域内重力波扰动幅值的剧烈涨幅不是物理原因导致的. 考虑到仅在高度上的滑动平均无法平滑掉对流层顶剧烈的温度变化, 推测是该数据处理方法人为的放大了重力波扰动的计算结果, 导致了计算误差. 但是该误差只在对流层顶区域即气温垂直变化比较剧烈的高度上表现得比较明显. 在 20 km 以上计算得到的重力波扰动量级与以往的研究结果 [27] 基本相同. 这是由于气温的垂直变化比较平缓, 利用垂直滑动窗方法计算得到的大气背景温度能够包含足够的背景信息, 从而计算得到的重力波扰动的可信度也比较高.

由以上结果可知, 利用在高度上滑动平均的方法对 COSMIC 测量得到的单个温度剖面进行计算可以得到大致的背景温度, 但是基于该背景温度计算方法得出的温度扰动中不可避免地包含一些 (垂直方向上的) 小尺度扰动, 以及与重力波垂直尺度相当但是时间尺度不同的其他波动成分, 例如 Kelvin 波 [26]. 此外, 该方法也不能在扰动中消除垂直方向上如对流层顶区域背景温度的剧烈变化, 从而导致该区域重力波扰动势能被高估.

2.2.2　双滤波器法

为了更精确地从温度剖面中提取重力波扰动, 尤其是解决利用垂直滑动窗方法提取大气背景温度剖面时, 因对流层顶区域重力波扰动的放大而给提取的重力波扰动带来人为误差的问题, 接下来采用垂直滤波的方法分离背景温度和重力波扰动, 并计算重力波的势能.

文献 [24] 通过两次垂直滤波, 从 GPS/NET 的掩星观测数据中提取了更为精确的重力波扰动, 并计

算了较为符合实际的重力波势能. 根据文献 [24] 的介绍, 数据处理步骤如图 2 所示. 具体包括以下几步: ①计算背景温度剖面 $\bar{T}(z)$, 并从原始温度剖面 $T(z)$ 中减去该背景温度剖面, 得到初始扰动剖面; ②在垂直方向上对初始扰动剖面进行线性拟合, 并在垂直方向上减去线性倾斜量; ③采用截止波长为 10 km 的高通滤波器, 对扰动剖面进行高通滤波; ④采用截止波长为 2 km 的低通滤波器, 对扰动剖面进行低通滤波, 得到最终的重力波扰动剖面 $T'(z)$; ⑤根据计算得到的背景温度 $\bar{T}(z)$ 和重力波扰动剖面 $T'(z)$, 计算浮力频率 N^2 和重力波的势能 $E_{\rm p}$.

这里选择与垂直滑动窗法同样的温度剖面, 采用双滤波器法提取重力波扰动. 在开始计算之前, 首先以 20° 为经度间隔, 对 30°−40°N 的纬度带划分经度网格, 并选择 70°−90°W 的网格开始下一步计算. 首先, 计算每个高度上网格点内温度数据在 7 天内的平均值并将其作为背景, 然后从原始剖面中减去背景得到扰动剖面. 接下来的步骤如前所述, 所得结果如图 3 所示. 图 3(a) 中的黑线表示原始测量剖面 $T(z)$, 蓝线表示 10°× 20° (纬度 × 经度) 网格内的 7 天平均背景温度 $\bar{T}(z)$, 红线表示从原始温度剖面中减去背景温度后的扰动剖面. 由图 3(a) 可见, 扰动剖面在垂直方向上有明显的线性倾斜量, 而倾斜量显然不是由重力波扰动产生的, 因此要去掉倾斜量. 这里采用最小二乘线性拟合法计算得到线性倾斜量. 图 3(b) 给出了去倾的结果, 其中黑线为去倾斜量之前的温度剖面, 红线为去掉倾斜量之后的温度扰动剖面, 蓝线为扰动剖面中的垂直线性倾斜量. 接下来采用滤波的方法从单个扰动剖面中提取重力波扰动成分. 首先利用一个截止波长为 10 km 的高通滤波器, 滤掉垂直尺度较大的扰动, 例如行星波等行星尺度的大气波动, 高通滤波的结果如图 3(c) 所示. 图 3(c) 中的黑线表示滤波之前的温度扰动剖面, 红线表示高通滤波后的扰动剖面, 蓝色虚线表示被高通滤波器滤除的垂直波长大于 10 km 的大尺度扰动. 因为滤波器卷积计算方法的特性, 得到的滤波结果的高度范围只有 15∼28 km. 低通滤波的计算结果如图 3(d) 所示. 图 3(d) 中的黑线表示低通滤波之前的温度扰动剖面, 红线表示低通滤波后得到的最终的重力波扰动剖面 $T'(z)$, 蓝色虚线表示被低通滤波器滤除掉的垂直波长小于 2 km 的小尺度扰动成分. 因此, 通过采用低通滤波器, 得到了 17∼26 km 范围内的重力波扰动剖面.

利用双滤波器法计算得到的重力波扰动中包含了垂直波长为 2∼10 km 的重力波扰动成分. 将图 3(d) 中的重力波扰动剖面 (红线) 和图 1(b) 中的结果进行比较可以发现, 在对流层顶区域, 采用双滤波器法能够很好地消除采用垂直滑动窗法导致的重力波扰动高估. 与以往的研究结果 [17,24] 进行比对可知, 采用双滤波器法计算得到的结果更为可信. 在 20 km 以上, 采用垂直滑动窗法得到的重力波扰动的垂直变化更丰富. 这表明该方法保留了一些小垂直尺度的扰动成分. 除了垂直波长为 4∼6 km 的波动外, 还能看到更小尺度的扰动. 在同一高度范围内, 采用双滤波器法得到的重力波扰动剖面中包含的小扰动更少, 主要的重力波垂直波长约为 5∼6 km.

基于计算得到的重力波扰动, 进一步计算背景大气浮力频率的平方 N^2 和重力波势能 $E_{\rm p}$ 的垂直剖面, 结果分别如图 3(e)(f) 所示. 背景温度的偏导项通过三个相邻高度的温度差得到. N^2 表示背景大气的特性, 在对流层顶以上, N^2 迅速增加, 这与文献 [24] 给出的结果类似. 势能的剖面给出了重力波的暂态势能随高度的变化, 但是该结果不能用来表示某一高度上真实的重力波势能. 需要将求得的重力波势能在一个垂直波长的高度范围内进行积分, 才能代表某一高度范围内重力波的实际势能. 根据 COSMIC 探测的高度范围, 将计算得到的 17∼26 km 高度范围内的重力波势能进行平均, 可以得到能够代表这个高度范围内的重力波势能. 进一步的计算结果将在第 3.2 和 4.2 节中给出.

2.2.3 单滤波器法

针对 COSMIC 测量得到的单个温度剖面, 根据

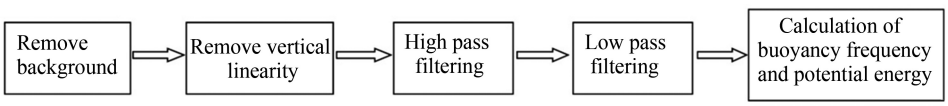

图 2 双滤波器法计算流程

Fig. 2 Calculation flow of double-filter method

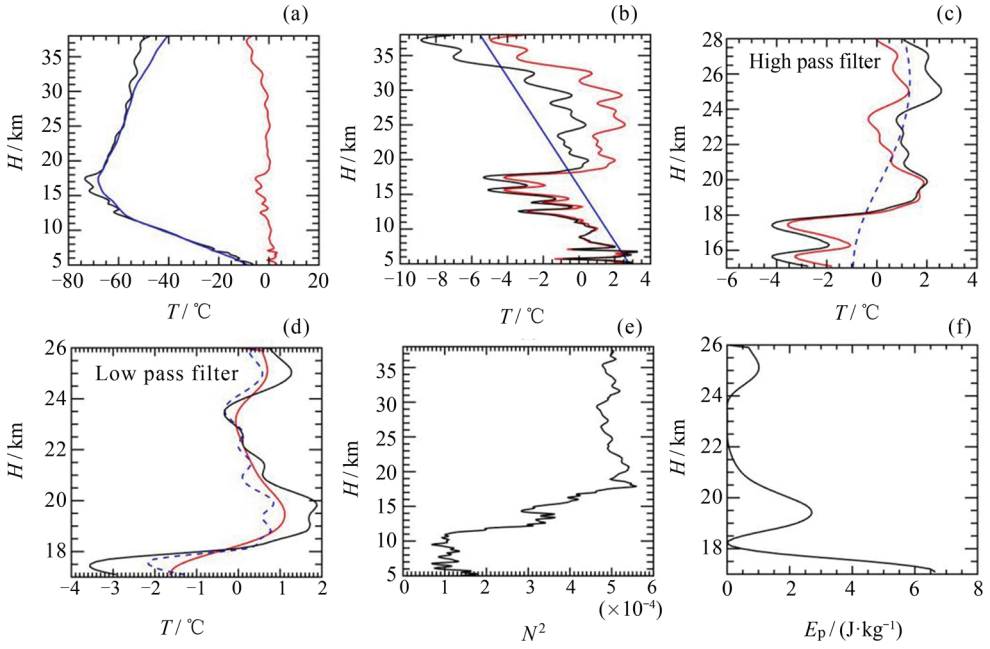

图 3　利用双滤波器法计算得到的重力波扰动和势能. (a) 黑线表示原始测量剖面 $T(z)$, 蓝线表示 10°×20°(纬度 × 经度) 网格内的 7 天平均背景温度 $\bar{T}(z)$, 红线表示从原始温度剖面中减去了背景温度的扰动剖面 $T'(z)$; (b) 黑线为去倾斜量之前的温度剖面, 红线为去掉倾斜量之后的温度扰动剖面, 蓝线为扰动剖面中的垂直线性倾斜量; (c) 黑线表示滤波之前的温度扰动剖面, 红线表示高通滤波后的扰动剖面, 蓝色虚线表示被高通滤波器滤除的垂直波长大于 10 km 的大尺度扰动; (d) 黑线为低通滤波之前的温度扰动剖面, 红线表示低通滤波后得到的最终的重力波扰动剖面 $T'(z)$, 蓝色虚线表示被低通滤波器滤除的垂直波长小于 2 km 的小尺度扰动成分; (e) 浮力频率平方 N^2; (f) 重力波势能 E_p

Fig. 3　Disturbances and potential energy of GWs obtained by the double-filter method. (a) Black line: original measured temperature profile $T(z)$, blue line: 7-day averaged background temperature $\bar{T}(z)$ in 10°×20° (latitude×longitude) grid, red line: disturbed temperature profile $T'(z)$ by moving $\bar{T}(z)$ from $T(z)$. (b) Black line: the same as red line in (a), blue line: linear vertical trend of $T'(z)$; red line: delinear $T'(z)$. (c) Black line: the same as red line in (b), red line: high-passed filtered $T'(z)$, blue line: black line minus red line. (d) Black line: the same as red line in (c), red line: low-pass filtered $T'(z)$, blue dashed line: black line minus red line. (e) Squared buoyancy frequency N^2. (f) Potential energy of GWs E_p.

前面介绍的两种方法, 可以得到大致的背景温度和重力波扰动, 其中利用双滤波器法提取的重力波扰动结果非常精确. 基于这些结果能够计算出比较符合实际的重力波势能. 但是, 计算得到的只是一个高度范围内的平均重力波势能, 并不能反映重力波势能随高度的变化. 利用双滤波器法得到的重力波势能是通过计算一个垂直波长范围内的平均值得到的. 换一种思路, 选择对一个高度上的重力波势能进行一个时间周期内的平均, 可认为在同一高度上的平均势能是不同相位的波动叠加而成的. 这样计算的重力波势能具有明确的物理意义, 而且能够得到重力波势能随高度的变化特性.

首先对一个 10° 纬度带内的数据划分经度网格. 选取网格范围内的所有温度剖面, 计算不同高度上重力波势能的平均值, 并进一步得出重力波势能随高度的分布. 这样能够得到重力波势能随高度的分布, 但缺点在于极大地降低了结果的时间分辨率.

选取 2007 年 1 月在 70°−90°W, 30°−40°N 网格点内的数据进行计算, 数据处理过程如图 4 所示. 计算是针对一个网格范围内的所有有效剖面进行的. 首先, 对网格内每个剖面在高度上进行 1 km 间隔的线性插值, 使得高度分辨率降低为 1 km. 这相当于垂直方向上的低通滤波, 滤掉温度剖面中垂直尺度小于 1 km 的扰动和噪声. 然后, 计算这个网格内所有剖面在 30 天内的平均值, 作为温度背景 $\bar{T}(z)$. 从每个原始温度剖面中减去背景温度剖面 $\bar{T}(z)$, 得到初

始温度扰动. 利用截止波长为 7 km 的高通滤波器对得到的温度扰动剖面进行高通滤波, 得到垂直波长小于 7 km 的扰动成分的垂直剖面. 把得到的结果作为重力波的扰动剖面. 基于重力波扰动和背景温度剖面, 可以进一步计算大气的 N^2 和重力波势能. 最后, 将网格中 30 天时间窗内计算得到的所有重力波势能在时间上进行平均, 可以得到 30 天内平均的重力波势能剖面. 这种方法虽然可以很好地计算重力波势能随高度的变化, 但是在垂直和时间分辨能力上都弱于前两种方法得到的结果, 因此不利于开展较短时间尺度的细致分析.

采用与前两种方法相同的温度剖面, 利用单滤波器法计算重力波扰动和势能的计算步骤, 结果如图 5 所示. 图 5(a) 是去除月平均背景的结果. 其中黑线代表插值后的温度剖面 $T(z)$, 蓝线为月平均温度剖面 $\bar{T}(z)$, 红线为扰动温度剖面 $T'(z) = T(z) - \bar{T}(z)$. 从图 5(a) 中可以看出, 垂直方向的插值过程削弱了对流层顶区域大气温度剧烈的垂直变化, 也减少了提取重力波扰动过程中由于计算方法导致的误差. 但是, 计算得出的扰动剖面在垂直方向上仍然存在明显的线性量, 这是由于只减去了在时间上的平均值. 采用高通滤波器可以去除剖面中垂直尺度比较大的成分, 包括垂直线性量. 高通滤波的结果如图 5(b) 所示. 图 5(b) 中的黑线为滤波前的扰动温度剖面, 红线为滤波后的重力波扰动剖面, 蓝色虚线为由滤波器滤除掉的大尺度背景. 由图 5(b) 可以看到, 通过高通滤波, 扰动中的垂直线性量可以被很好地滤除. 因为滤波器卷积的计算性质, 得到滤波结果的高度范围仅有 12~31 km.

与采用双滤波器法得到的结果进行比较可以发

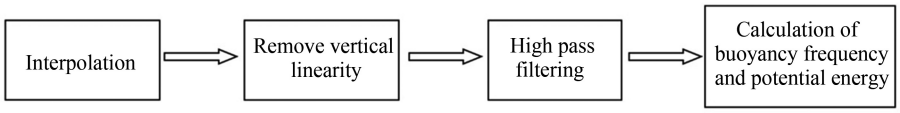

图 4 单滤波器法的计算流程

Fig. 4 Calculation flow of single-filter method

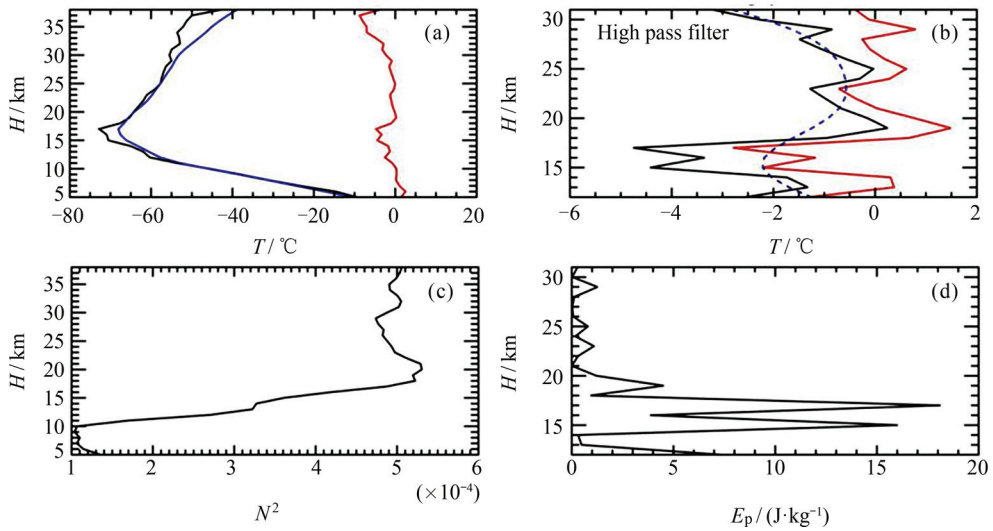

图 5 采用单滤波器法计算得到的重力波扰动和势能. (a) 去除月平均背景的结果. 黑线代表插值后的温度剖面 $T(z)$, 蓝线为月平均温度剖面 $\bar{T}(z)$, 红线为扰动温度剖面 $T'(z) = T(z) - \bar{T}(z)$. (b) 黑线为滤波前的扰动温度剖面, 红线为滤波后的重力波扰动剖面, 蓝色虚线为由滤波器滤除掉的大尺度背景. (c) 浮力频率平方 N^2. (d) 重力波势能 E_p.

Fig. 5 GW disturbances and potential energy obtained by the single-filter method. (a) Black line: interpolated temperature profile $T(z)$, blue line: monthly mean temperature profile $\bar{T}(z)$, red line: disturbed temperature profile $T'(z) = T(z) - \bar{T}(z)$. (b) Black line: the same as red line in (a), red line: filtered disturbed temperature profile, blue dashed line: black line minus red line. (c) Squared buoyancy frequency N^2. (d) Potential energy of GWs E_p

现, 二者得到的重力波扰动垂直变化趋势一致. 但是两种方法得到的重力波扰动绝对值和垂直波形存在差异. 由单滤波器方法求得的重力波扰动绝对值大于双滤波器方法得到的结果, 而且扰动中还存在更多小尺度的垂直扰动. 通过观察对比图 3(b)~(d) 和图 5(b) 给出的剖面结果可知, 在双滤波器方法得到的结果中, 这些小尺度的扰动被低通滤波过程消除掉. 这也表明在对流层上部–低平流层区域存在很多小垂直尺度的重力波.

图 5(c) 给出了 N^2 随高度的变化. 由图 5(c) 可以看出, N^2 的垂直变化趋势和量级都与图 3(e) 给出的结果大体一致, 但是垂直扰动更少. 这是因为单滤波器法对原始剖面采用了垂直方向上的插值, 相当于将一些小尺度的扰动平滑掉了. 比较图 3(a) 和 5(a) 的背景温度剖面可以看出, 由双滤波器法计算得到的 14~18 km 的背景温度绝对值更小. 根据计算公式可知, N^2 的差异与背景温度有关.

图 5(d) 给出了由单个剖面计算得到的重力波势能. 与图 3(f) 的结果进行比较可以看出, 两种方法得到的重力波扰动剖面在垂直方向上的整体趋势一致. 同时也可以看到, 在 14~18 km 高度, 由单滤波器法计算得到的重力波势能更大, 其值约为图 3(f) 所示结果的 2~3 倍. 将网格范围中计算得到的一个月内的重力波势能剖面进行平均, 得到重力波势能的月平均剖面. 第 3.2 和 4.2 节将给出计算结果.

3 30°–40°N, 70°–90°W 网格内的计算结果

3.1 背景温度和重力波扰动

利用垂直滑动窗法计算得到的背景大气和扰动剖面是基于单个剖面的, 将剖面按照时间的先后顺序排列, 得到 2007 年网格点内的背景温度和重力波扰动剖面随时间和高度的变化, 如图 6 所示. 图中白色区域表示无效数据.

从图 6(a) 可以看出: 在对流层顶以下 5~15 km 的高度范围内, 背景温度随高度降低; 对流层顶以下 15~25 km 的高度范围内, 背景温度处于最低值; 对流层顶以下 25 km 以上, 温度开始上升. 这是因为在对流层温度随着高度的增加而下降, 当到达对流层顶附近时温度处于最小值, 而在对流层顶以上背景温度开始上升. 如果以出现温度最小值的高度来定义对流层顶, 上述结果表明, 30°－40°N, 70°－90°W 网格内的对流层顶高度大致位于 15 km 附近, 这与以往的研究结果一致 [28]. 在对流层和 25 km 以下的低平流层, 背景温度的年变化并不明显. 在 25 km 以上, 背

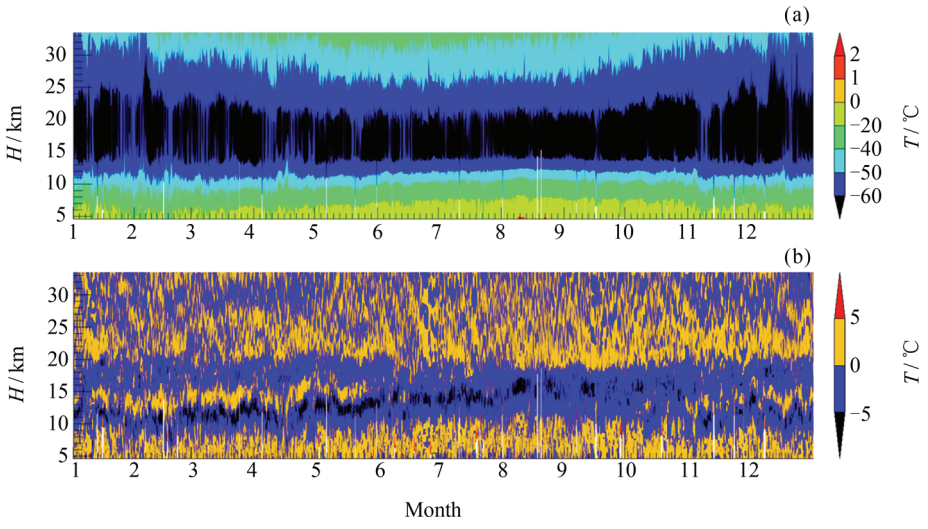

图 6 利用垂直滑动窗法计算得到的 2007 年 70°－90°W, 30°－40°N 内背景温度 (a) 和扰动温度 (b) 的逐日–高度变化

Fig. 6 Daily-altitude variations of background temperature (a) and gravity wave disturbances (b) at 30°－40°N and 70°－90°W in 2007 calculated by the vertical running window method

景温度变化对季节有较强的依赖性, 表现为夏季温度高, 冬季温度低. 在 5—9 月, 背景温度大都处于 −50 ∼−40°C; 而在 1—4 月和 9—12 月, 背景温度大部分时间都处在 −60 ∼ −50°C.

从图 6(b) 可以看到, 对流层顶区域全年几乎都出现了很大的重力波扰动. 出现这种现象的原因是垂直滑动窗法无法平滑掉大气温度在对流层顶出现的剧烈垂直变化, 使得扰动中也包含了一部分背景大气的变化. 从图中给出的结果可以看出垂直方向上的波动结构, 且垂直结构对季节变化有较强的依赖性. 在 1—5 月和 11—12 月, 重力波扰动在 5∼10 km, 15 km 附近和 20∼25 km 出现了明显的正值区域, 而其他区域为负值. 由此可以推测此时重力波扰动的垂直波长大约为 5∼10 km. 在 6—10 月, 5∼10 km 和 20 km 以上的重力波扰动为正值, 10∼20 km 的重力波扰动为负值, 这暗示了此时的重力波具有更长的垂直波长. 在 20 km 以上, 扰动的垂直尺度似乎更小. 但由于垂直滑动平均法并没有滤除小尺度的扰动和噪音, 推测这种现象可能是由于小尺度的湍流导致的.

从图 6 中可以看出, 由于垂直滑动窗法在计算中保留了每个原始测量的剖面, 因此具有很高的时间分辨率. 但是却无法得到准确的重力波扰动剖面. 误差主要原因包括两个方面: ①对流层顶的重力波扰动被人为的高估; ②无法区分重力波和小尺度湍流. 因此, 不宜采用这种方法得到的重力波扰动来计算重力波势能.

采用双滤波器法也可以从观测的温度剖面中分离背景温度和重力波扰动, 得到的低平流层中背景温度和扰动随时间和高度的变化如图 7 所示. 从图 7 可以看出, 背景温度和重力波扰动都存在一定的季节依赖性, 背景温度夏天 (4—9 月) 高, 冬天 (1—3 月和 10—12 月) 低. 夏季重力波扰动的垂直变化较弱, 冬季较强, 这表明了重力波扰动在冬季更强.

采用单滤波器方法, 得到的结果如图 8 所示. 图 8 中的背景温度随时间和高度的变化与图 6 和图 7 类似. 但是, 从重力波的扰动结果中可以看出小尺度扰动随高度和时间的变化, 但是似乎看不到明显的季节变化.

综合三种计算方法得到的背景温度和重力波扰动结果, 可以发现背景温度的绝对值相差不大, 且都能表现出背景温度的季节变化. 但是, 三种方法计算得到的重力波扰动结果差异明显. 垂直滑动窗方法得到的重力波扰动中包含大量的小尺度湍流和噪声. 而且, 在对流层顶区域还叠加了背景大气的小尺度变化, 因此得到的扰动无法代表真实的重力波扰动. 双滤波器法对温度剖面中的大尺度背景和小尺度扰动都能实现很好的抑制, 得到的结果能够代表垂直波长为 2∼10 km 的重力波扰动总和. 单滤波器法得到的重力波扰动中基本不包含垂直方向的大尺度背景, 但是包含一些小垂直尺度的扰动. 因此, 如果研究对象是 10 km 左右的重力波, 采用双滤波器方法合适; 如果需要得到小尺度重力波的变化特性, 采用单滤波器方法合适.

3.2 重力波势能

根据上文计算得到的背景温度和重力波扰动, 可

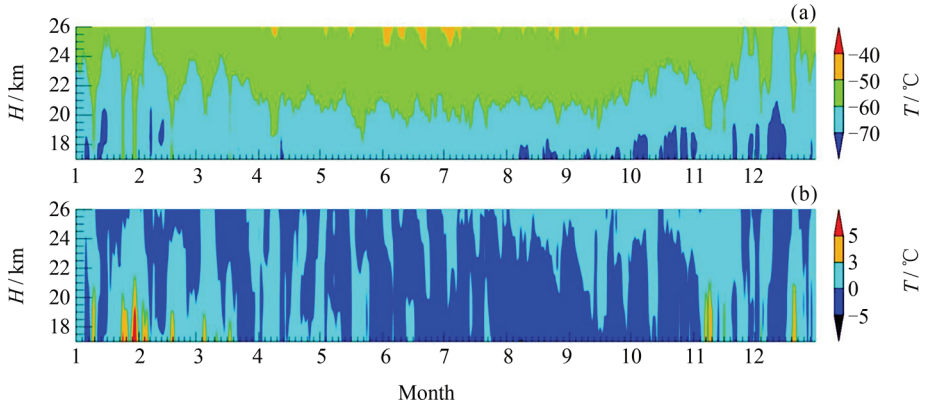

图 7 利用双滤波器法计算得到的 2007 年 70°—90°W, 30°—40°N 内背景温度 (a) 和扰动温度 (b) 的逐日–高度变化

Fig. 7 Daily-altitude variations of background temperature (a) and gravity wave disturbances (b) at 30°—40°N and 70°—90°W in 2007 calculated by the double-filter method

以计算出 2007 年 30°－40°N, 70°－90°W 网格范围内重力波势能随时间的变化.

采用双滤波器方法得到的重力波势能剖面是每个高度上暂态的重力波势能随高度的变化, 无法代表重力波在这个高度上的真实势能. 在这个势能的暂态结构中包含了许多不同相位和不同垂直波长 (2~10 km 范围内的) 波动成分的共同作用, 如重力波和行星波成分的势能. 以往的研究表明 [29], 如果在一个波动组合中, 每个波超前和滞后的相位在统计上相互抵消, 就可以考虑在一个垂直高度范围内对势能进行积分求和, 计算得到这个高度范围内重力波势能的平均值. 选择 17~26 km 的高度范围对求得的重力波势能进行平均. 需要注意的是, 这种计算方式使得小垂直波长的重力波扰动势能在高度上进一步被平滑, 因此可能导致重力波扰动整体势能被低估.

在 70°－90°W, 30°－40°N 的网格中, 17~ 26 km 高度范围内重力波势能的平均值 2007 年随时间的变化特性如图 9 所示. 从图 9 中可以看出: 势能的季节变化明显, 峰值出现在 3－4 月和 9－10 月, 约为 10~14 J·kg^{-1}; 在 11－12 月, 也能看到出现了 4~6 J·kg^{-1} 的势能; 在其他月份, 势能普遍低于 4 J·kg^{-1}.

采用双滤波器法无法得到势能随高度的变化. 采用单滤波器法能够给出每月平均势能随高度的分

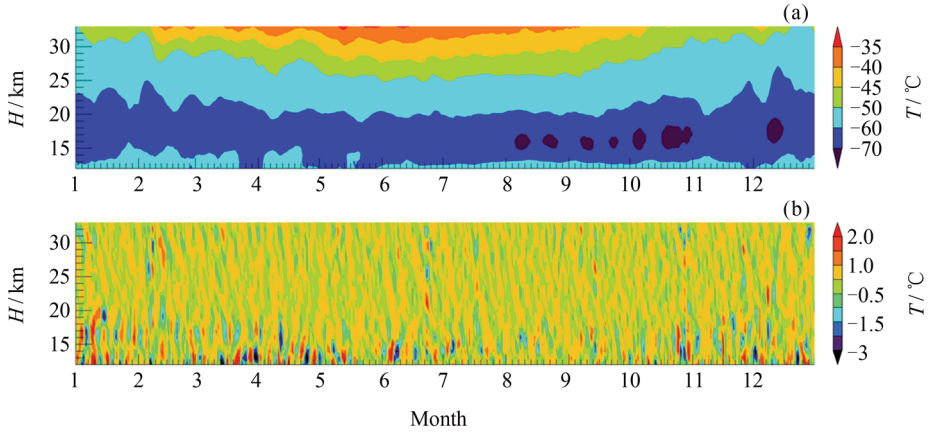

图 8 利用单滤波器法计算得到的 2007 年 70°－90°W, 30°－40°N 内背景温度 (a) 和扰动温度 (b) 的逐日–高度变化

Fig. 8 Daily-altitude variations of background temperature (a) and gravity wave disturbances (b) at 30°－40°N and 70°－90°W in 2007 calculated by the single-filter method

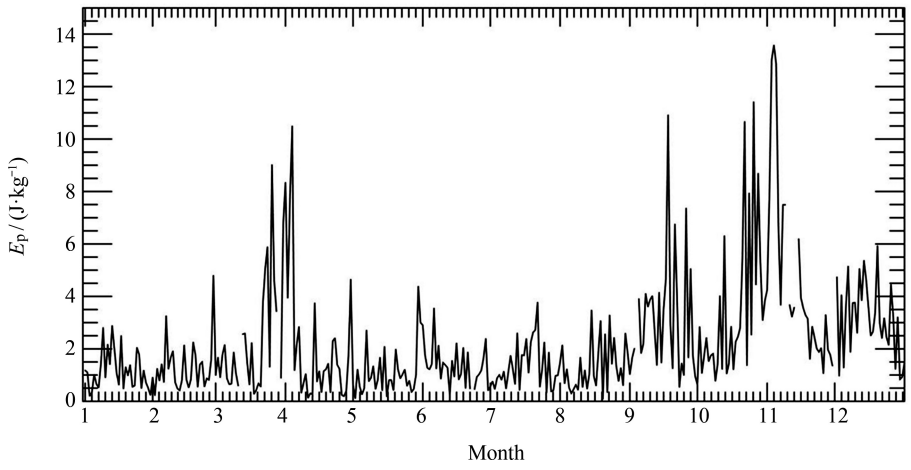

图 9 70°－90°W, 30°－40°N 网格中, 高度 17~26 km 范围内的平均重力波势能在 2007 年随时间的变化

Fig. 9 Annual variations of averaged potential energy GWs for grid 70°－90°W, 30°－40°N at the altitude from 17 to 26 km in 2007

布. 在与图 9 相同的经纬度网格内, 采用单滤波器法计算 2007 年的重力波势能, 并得到势能的逐月高度变化情况, 如图 10 所示. 从图 10 可以看到, 重力波势能在对流层顶区域附近出现峰值, 大小约为 12~14 J·kg^{-1}. 随着高度的增加, 势能逐渐减弱, 在 23 km 附近达到最小值, 在 25 km 以上随高度变化缓慢. 从时间上来说, 势能在 8—11 月相对较弱, 此时段内对流层顶附近势能大部分处于 6~10 J·kg^{-1} 的范围内.

利用双滤波器法和单滤波器法提取的背景温度和重力波扰动数据, 进一步计算得到了 2007 年 90°—70°W, 30°—40°N 经纬度网格点内重力波势能随时间的变化. 图 9 和图 10 给出的结果类似, 表明 17~26 km 的重力波势能有明显的季节变化, 在 3—4 月和 9—11 月出现明显的峰值. 图 10 的结果还表明, 在 15 km 以下, 势能在这两个时间段内出现了分别约为 16 J·kg^{-1} 和 8 J·kg^{-1} 的峰值. 此外, 在 6—7 月也出现了势能峰值.

4 30°–40°N 纬度带重力波参数统计结果

4.1 重力波扰动

图 11 给出了采用双滤波方法得到的 2007 年 30°—40°N 纬度带内重力波扰动在高度 28 km, 23 km 和 18 km 处随时间和经度的变化. 图中空白区域表示无效数据. 从图 11 中可以看到扰动随高度的明显变化: 从 18 km 到 23 km 重力波扰动随高度减小; 从 23 km 到 28 km 扰动随高度有小幅度的增加; 18 km 处重力波扰动的经度分布特性不明显; 23 km 和 28 km 处重力波扰动随时间和经度的变化特性类似, 且经度变化特征不明显, 这也暗示了 28 km 处的重力波扰动可能是从 23 km 向上传播而来的; 18 km 处扰动的峰值通常出现在东半球 0°—120°E 经度范围内, 这表明重力波的相位分布可能存在经度依赖性. 这一结果与 Zhang 等 [30] 给出的结果类似. Zhang 等采用 radiosond 数据研究了武汉 (30°N, 114°E) 上空的惯性重力波, 结果表明重力波在 18~25 km 高度没有显著的水平传播方向, 且大部分 (76.7%) 能够向上传播. 这也说明本文采用垂直滤波的数据处理方法得到的重力波扰动大部分是惯性重力波.

4.2 重力波势能

图 12 给出了利用双滤波器方法计算得到的 2007 年 30°—40°N 纬度带内 17~26 km 高度平均重力波势能随经度和时间的变化. 图 12 横坐标的经度值是每个网格的经度中值. 从图 12 可以看出, 在大部分的经度范围内, 势能的年最大值出现在 1—2 月和 12 月 (冬季和春季), 最小值出现在 7—9 月 (夏季).

利用单滤波器法可以得到月平均势能随高度的分布. 图 13 给出了 2007 年的月平均势能随经度和高度的分布情况. 首先比较势能在不同月份的空间变化特性. 在 15 km 以下, 势能通常在一个纬圈上分布均匀, 但还是能在大部分月份的 0°—60°E 经度范围内观察到纬圈上的势能最小值, 在其他经度范围内, 一年中的最小值出现在 8—9 月. 在 15 km 以上, 重力波势能整体上随高度减小, 并在 15~25 km 出现势能

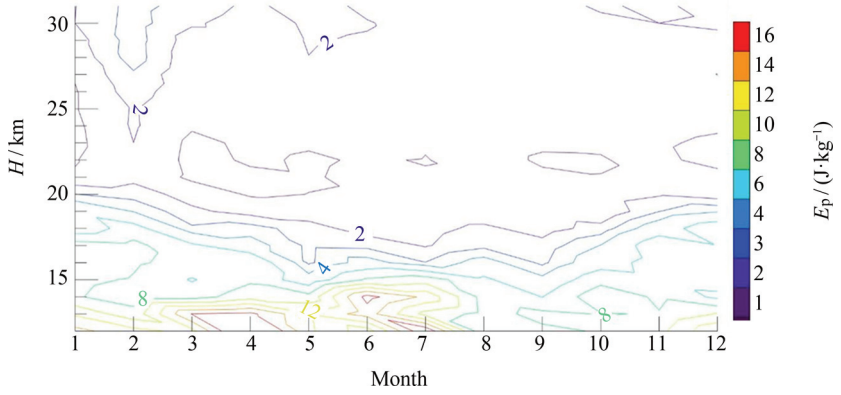

图 10 70°—90°W, 30°—40°N 网格内月平均重力波势能在 2007 年的逐月变化

Fig. 10 Monthly variations of monthly averaged E_p for grid 70°—90°W, 30°—40°N in 2007

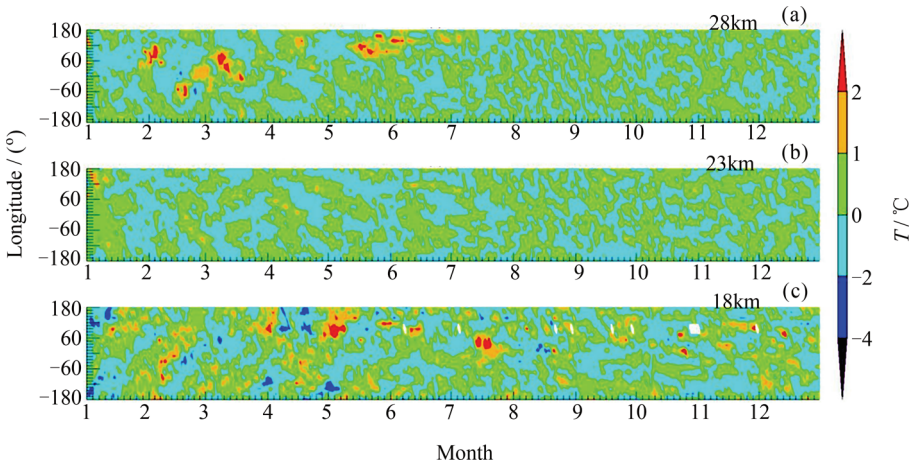

图 11　采用双滤波方法得到的 2007 年 30°—40°N 纬度带内重力波扰动随时间和经度的变化

Fig. 11　Temporal and meridional variations of potential energy obtained by double-filter method from 30°N to 40°N in 2007

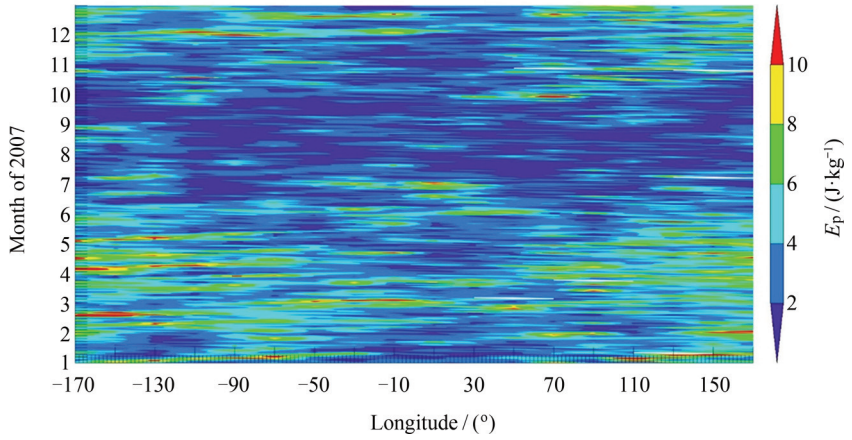

图 12　利用双滤波器方法计算得到的 2007 年 30°—40°N 纬度带内 17~26 km 高度的平均重力波势能随经度和时间的变化

Fig. 12　Meridional and temporal variations of 17~26 km averaged E_p obtained by double-filter method from 30°N to 40°N in 2007

最小值.　在大多数月份, 25 km 以上的势能非常小.　但是在冬季的 1—2 月以及 11—12 月, 势能在 60°W—120°E 的某些经度上出现 0~8 J·kg^{-1} 的峰值. 在 11—12 月份, 90°E 处的势能似乎还存在垂直向上的传播.

势能通常在对流层顶附近达到最大值, 在对流层顶上方开始减小, 并在高度 20~25 km 内达到最小值, 之后势能又开始随高度增加.

从全年的角度看, 1—5 月和 10—12 月重力波势能逐渐加强, 而在 6—9 月重力波势能逐渐减弱. 这一季节变化特征与图 12 的结果类似, 说明重力波势能对季节具有较强的依赖性.

4.3　背景温度和风场

全球大气再分析数据系统 ERA-interim 由欧洲中尺度天气预报中心 (European Center for Medium Range Weather Forecasting, ECMWF)*开发 [22]. ERA-Interim 系统涵盖自 1979 年 1 月 1 日至今的再分析数据, 未来将实现接近实时的数据发布. ERA-Interim 再分析数据由 ECMWF 的集成预报系统 (Integrated Forecast System, IFS) 发布. IFS 包含一个完全耦合了大气、地表和海洋波动的预报模式. 该系统包含一个 12 小时分析窗的四维变分同化分析系

*http://apps.ecmwf.int/datasets/

统. 数据空间分辨率接近 80 km, 从地表到 0.01 hPa 高度范围被划分成了 60 个高度层.

将得到的 30°—40°N 重力波势能的经度–高度分布结果与 ERA-interim 得到的背景纬向和经向风场进行比较. 计算纬向风时采用与计算重力波势能相同的时间、经纬度和高度范围. 同样以 20° 的经度间隔对 30°—40°N 的纬度带划分经度网格, 得到 2007 年每个月背景纬向风和经向风随经度和高度的变化, 纬向风的结果如图 14 所示, 经向风结果如图 15 所示.

从图 14 可以看出, 在不同的经度范围内, 纬向风随高度的变化特性不同. 在 0~10 km, 纬向风随高度的增加而逐渐变大; 在 10~30 km, 纬向风随高度的增加而减小. 在峰值高度上, 纬向风随经度的变化相对剧烈; 而在其他高度上, 纬向风随经度的变化相对缓和. 在 15 km 以下, 纬向风随时间的推移在纬圈上表现出波数为 1~3 的结构. 纬向风的峰值通常出现

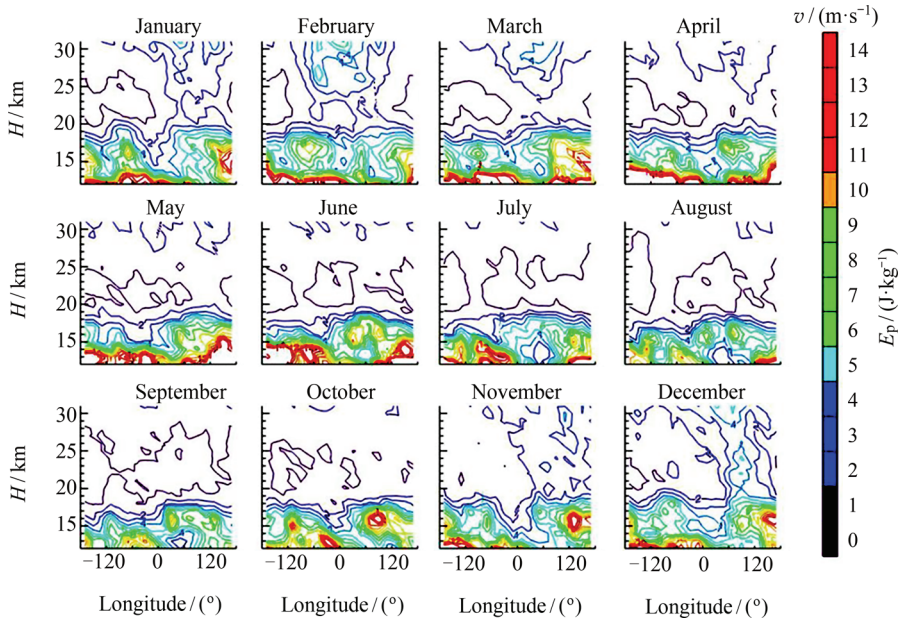

图 13 2007 年 1—12 月 30°—40°N 内月平均重力波势能经度–高度分布的逐月变化

Fig. 13 Longitude-altitude distributions of monthly mean E_p of 30°—40°N from January to December in 2007

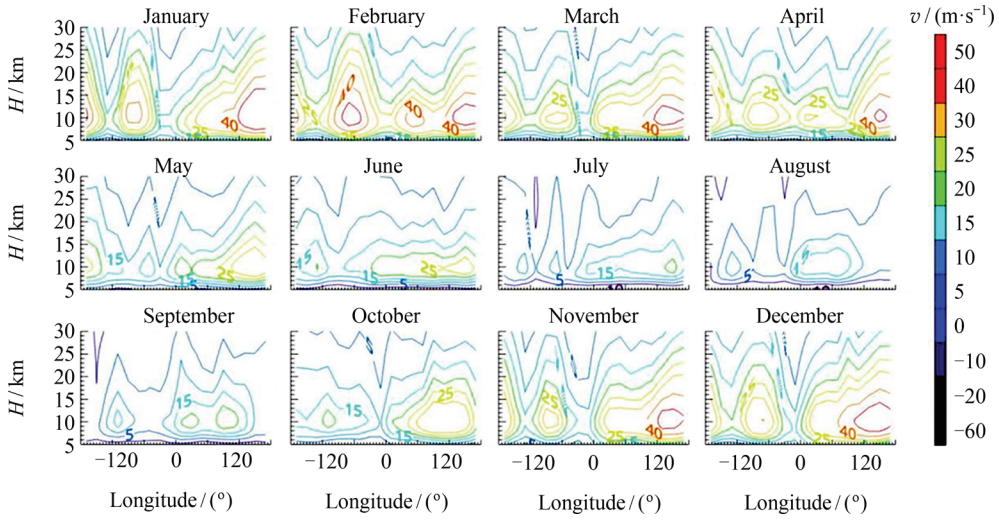

图 14 2007 年 30°—40°N 的纬向风随经度和高度的变化 (纬向风向东为正方向)

Fig. 14 Variations of monthly mean zonal wind with longitude and altitude at 30°—40°N from January to December in 2007 (Positive zonal wind direction points eastward)

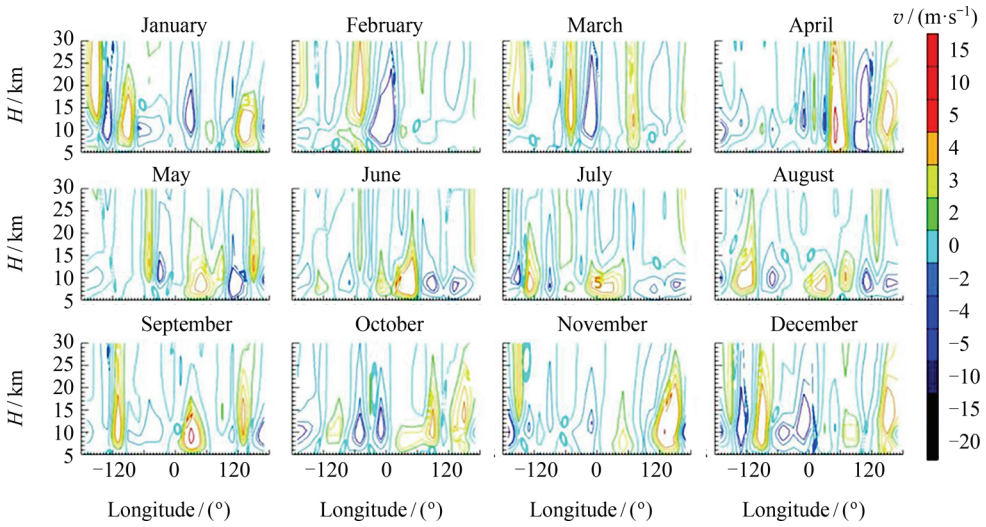

图 15 2007 年 30°－40°N 的经向风随经度和高度的变化 (经向风向北为正方向)

Fig. 15 Variations of monthly mean meridional wind with longitude and altitude at 30°－40°N from January to December in 2007 (Positive meridional wind direction points northward)

在 10 km 附近, 大小可超过 50 m·s^{-1}. 在 1－2 月和 9－12 月, 峰值高度上纬向风随时间的增加而增大; 而在 3－8 月, 峰值高度上纬向风随时间的增加而减少. 因此, 纬向风具有明显的随季节变化的特点. 在 11－12 月, 15 km 以下的重力波势能峰值区域似乎与纬向风西风区域重合. 这暗示了在这一区域内纬向风与重力波可能有一定的相关性. 对流是低平流层重力波的重要波源, 因此这里较强的重力波势能可能与纬向风有关. 但是, 这一结论仍然需要进一步的观测和模式验证.

图 12 和 13 的结果表明, 在 30°－40°N 的低平流层, 重力波势能的最大 (小) 值主要出现在冬 (夏) 季, 这与以往的研究结果类似 [17,31]. 对比图 13 与 14 的结果可以发现, 重力波势能的峰值通常位于西风的峰值高度上方, 这表明低平流层的重力波与纬向风场有密切的联系. 文献 [30－32] 的研究结果表明, 在 30°－40°N 的纬度范围内, 对流层中的急流是重要的重力波源. 这里的研究结果也证实了该结论.

从图 13 的结果还可以看出, 在冬季月份 1－2 月和 11－12 月, 重力波势能在 25~30 km 的高度上也出现了约为 6 J·kg^{-1} 的峰值. 但是在其他月份, 重力波势能在这个高度范围内并不显著. 前面的讨论已经说明了重力波的垂直上传特性. 结合图 14 给出的纬向风场可以推断, 重力波的垂直上传还具有一定的季节依赖性, 而且可能与背景纬向风场特性有关.

图 15 给出了与图 14 相同的纬度范围内经向风随经度和高度的变化情况. 由图 15 可以看出, 在 120°－60°W 和 120°－180°E 网格内, 冬季月份 (1－4 月和 11－12 月) 会出现一个明显的南风峰值. 夏季月份的经向风明显较弱. 在 10 km 以上, 经向风随高度减小. 将经向风的结果与重力波势能进行比较可以看出, 在经向风为南风的区域, 重力波的势能较大. 这说明经向风可能对重力波活动产生影响, 确切的结论需要进行更加深入的分析才能得出.

5 结论

基于 COSMIC 2007 年观测得到的全球 5~38 km 高度的温度数据, 利用垂直滑动窗法、双滤波器法和单滤波器法提取重力波的温度扰动, 进一步计算了重力波的势能. 首先得到了 30°－40°N, 70°－90°W 网格点内重力波的温度扰动和势能随时间和高度的变化. 然后, 进一步采用 2007 年 30°－40°N 网格点内的所有数据, 对该纬度范围内的重力波扰动和势能进行统计分析, 得到了重力波扰动和势能随高度、经度的分布以及多时间尺度变化特性, 包括逐日变化、逐月变化和季节变化. 最后, 给出了 2007 年平流层重力波势能的全球变化结果, 并结合纬向风和经向风场结构分析了平流层重力波的产生原因. 此外, 基于计算结果, 对采用这三种方法得到的重力波扰动和势能

结果进行了比较, 给出了这三种方法的适用范围. 主要结论如下.

利用 7 km 窗长的垂直滑动窗法, 得到包含垂直波长小于 7 km 的所有波动成分的重力波扰动. 在 20 km 以上的低平流层, 重力波扰动值与实际相符. 但是, 在对流层顶区域, 扰动的绝对值被高估. 因此, 采用这种方法得到的扰动不适合用于进一步估算重力波势能.

利用双滤波器法得到垂直波长在 2~10 km 范围内的重力波扰动值. 采用 2 个滤波器滤除扰动中的大尺度背景和小尺度扰动, 因此得到的重力波扰动值更为客观. 在根据此重力波扰动剖面进行重力波势能估算时, 需要计算势能剖面在一个波长范围内的平均值, 将其作为一个高度范围内平均的重力波势能, 因此无法得到重力波势能随高度的变化.

利用单滤波器法计算得到垂直波长小于 7 km 的重力波势能. 只使用了一次高通滤波器, 所以得到的扰动剖面中仍然包含一些小垂直尺度的成分. 但是, 由于在垂直方向上采用了线性插值, 使得高度分辨率有所降低. 进一步计算单个剖面上的重力波势能, 并将势能在特定网格范围内进行一个月的平均, 得到月平均重力波势能的高度剖面. 采用这种方法能够计算势能的垂直剖面, 但是却使时间分辨率大大降低.

比较三种方法计算得到的重力波扰动随时间和高度的变化结果, 发现重力波扰动特性大体吻合. 其中垂直滑动窗法保留了更多的小尺度信息, 也有更高的时间分辨率, 可以在此基础上设计其他的重力波提取方法来进一步提取不同垂直波长和周期的重力波扰动. 双滤波器法对大尺度背景和小尺度扰动的滤除效果都很好, 适合用于提取特定垂直波长范围的重力波扰动. 单滤波器法对背景的滤除效果较好, 同时保留了一些小垂直尺度扰动的信息, 可以将其得到的结果与双滤波器方法得到的结果进行比较, 分析不同垂直尺度重力波对波扰动整体的贡献情况.

本文还进一步分析了 30°−40°N 纬度带上采用不同方法计算得到的重力波扰动和势能随时间和经度的变化特性. 对流层上部 (高度 15~20 km) 的重力波相位对经度有很强的依赖性, 其在冬季的 60°−120°E 能够向上传播到低平流层. 重力波的激发和上传与背景风场有紧密的联系.

参考文献

[1] LÜ Daren, BIAN Jianchun, CHEN Hongbin, *et al.* The frontier and importance of the stratospheric atmospheric process research [J]. *Earth Prog. Sci.*, 2009, **24**(3): 221-228 (吕达仁, 卞建春, 陈洪滨, 等. 平流层大气过程研究的前沿与重要性 [J]. 地球进展科学, 2009, **24**(3): 221-228)

[2] FRITTS D C. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere [J]. *Rev. Geophys.*, 2003, **41**(1). DOI:10.1029/2001RG000106

[3] NASTROM G D, FRITTS D C. Sources of mesoscale variability of gravity waves. part I: topographic excitation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2003, **49**(2): 101-110

[4] DING Xia. Gravity Waves Generated by Convection and Their Interactions with Mean Flow [D]. Wuhan: Wuhan University, 2011 (丁霞. 对流激发重力波及波目互作用研究 [D]. 武汉: 武汉大学, 2011)

[5] PLOUGONVEN R, ZHANG F. Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts [J]. *Rev. Geophys.*, 2003, **52**(1): 33-76

[6] LI Wei, YI Fan. Research on correlation between gravity waves energy and jet [J]. *Chin. J. Space Sci.*, 2011, **31**(3): 311-317 (李伟, 易帆, 急流与低层大气重力波能量的相关性研究 [J]. 空间科学学报, 2011, **31**(3): 311-317)

[7] SCOTT R B, GOFF J A, NAVEIRA GARABATO A C, *et al.* Global rate and spectral characteristics of internal gravity wave generation by geostrophic flow over topography [J]. *J. Geophys. Res.*, 2013, **116**(C9): DOI:10.1029/2011JC007005

[8] LOVEGROVE A F, READ P L, RICHARDS C J. Generation of inertia-gravity waves in a baroclinically unstable fluid [J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2000, **126**(570): 3233-3254

[9] HUNSUCKER R D. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: a review [J]. *Rev. Geophys.*, 1982, **20**(2): 293-315

[10] TAYLOR M J, JAHN J M, FUKAO S, *et al.* Possible evidence of gravity wave coupling into the mid-latitude F region ionosphere during the SEEK campaign [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**(11): 1801-1804

[11] ZHANG S D, YI F. A statistical study of gravity waves from radiosonde observations at Wuhan (30°N, 1140° E) China [J]. *Ann. Geophys.*, 2005, **23**(3): 665-673

[12] XU Kai, YAO Zhigang, HAN Zhigang, *et al.* Recent process in near-space gravity wave analysis based on satellite measurements [J]. *Adv. Earth Sci.*, 2017, **32**(1): 66-74 (徐凯, 姚志刚, 韩志刚, 等. 临近空间重力波强扰动的卫星观测研究进展 [J]. 地球科学进展, 2017, **32**(1): 66-74)

[13] ROCKEN C, YINGHWA K, SCHREINER W S, *et al.* COSMIC system description [J]. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 2000, **11**(1): 21-52

[14] ANTHES R A, ECTOR D D, HUNT Y H, *et al.* The COSMIC/FORMOSAT-3 mission: early results [J]. *Bull.*

Am. Meteor. Soc., 2008, **89**(3): 313-333

[15] ALEXANDER S, KLEKOCIUK A, TSUDA T. Gravity wave and orographic wave activity observed around the antarctic and arctic stratospheric vortices by the COSMIC GPS-RO satellite constellation [J]. *J. Geophys. Res.*: *Atmos.*, 2009, **114**(D17). DOI:10.1029/2008JD011851

[16] ALEXANDER S, TSUDA T, KAWATANI Y. COSMIC GPS observations of northern hemisphere winter stratospheric gravity waves and comparisons with an atmospheric general circulation model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, **35**(10). DOI: 10.1029/2008GL033174

[17] LIANG Chen. Preliminary Study on the Global Stratospheric Gravity Waves Based on COSMIC Satellite Observations [D]. Beijing: University of Science and Technology China, 2014 (梁晨. 基于 COSMIC 卫星观测的全球平流层大气重力波初步研究 [D]. 北京: 中国科学技术大学, 2014)

[18] HORINOUCHI T, TSUDA T. Spatial structures and statistics of atmospheric gravity waves derived using a heuristic vertical cross-section extraction from COSMIC GPS radio occultation data [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 2009, **114**(D16). DOI:10.1029/2008JD011068

[19] WANG L, ALEXANDER M J. Global estimates of gravity wave parameters from GPS radio occultation temperature data [J]. *J. Geophys. Res.*, 2010, **115**(D21). DOI:10.1029/2010JD013860

[20] WANG Xuelian. Using High-Resolution Radiosonde Data to Analyze the Location of the Tropical Lower Stratospheric Gravity Wave Activity [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2006 (王雪莲. 利用高分辨探空资料分析热带下平流层重力波活动 [D]. 南京: 南京信息工程大学,2006)

[21] HE W, HOU S P, CHEN H, *et al*. Assessment of radiosonde temperature measurements in the upper troposphere and lower stratosphere using COSMIC radio occultation data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2009, **36**(17). DOI:10.1029/2009GL038712

[22] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, *et al*. The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2011, **137**(656): 553-597

[23] HOCKE K, TSUDA T. Gravity waves and ionospheric irregularities over tropical convection zones observed by GPS/MET radio occultation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**(14): 2815-2818

[24] TSUDA T, NISHIDA M, ROCKEN C. A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data (GPS/MET) [J]. *J. Geophys. Res.*: *Atmos.*, 2000, **105**(D6): 7257-7273

[25] ALEXANDER S, TSUDA T, KAWATANI Y, *et al*. Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere: COSMIC observations of wave mean flow interactions [J]. *J. Geophys. Res.*: *Atmos.*, 2009, **113**(D24). DOI:10.1029/2008JD010374

[26] FORBES J M, ZHANG X, PALO S E, *et al*. Kelvin waves in stratosphere, mesosphere and lower thermosphere temperatures as observed by TIMED/SABER during 2002—2006 [J]. *Earth Planets Space*, 2009, **61**(4): 447-453

[27] SCHMIDT T, DE LA TORRE A, WICKERT J. Global gravity wave activity in the tropopause region from CHAMP radio occultation data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, **35**(16): L16087

[28] SANTER B D. Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: decadal changes [J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**(D1). DOI:10.1029/2002JD002258

[29] DE LA TORRE A, ALEXANDER P, LLAMEDO P, *et al*. Gravity waves above the andes detected from GPS radio occultation temperature profiles: jet mechanism [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, **33**(24). DOI:10.1029/2006GL027343

[30] ZHANG S D, YI F. A statistical study of gravity waves from radiosonde observations at Wuhan (30°N, 114 E) China [J]. *Ann. Geophys.*, 2005, **23**(3): 665-673

[31] ZHANG S D, YI F, HUANG C M, *et al*. High vertical resolution analyses of gravity waves and turbulence at a midlatitude station [J]. *J. Geophys. Res.*: *Atmos.*, 2012, **117**(D2). DOI:10.1029/2011JD016587

[32] ZHANG S D, YI F, HUANG C M, *et al*. Latitudinal and altitudinal variability of lower atmospheric inertial gravity waves revealed by U.S. radiosonde data [J]. *J. Geophys. Res.*: *Atmos.*, 2013, **118**(14): 7750-7764