0254-6124/2011/31(1)-034–10 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

Xiao Cunying, Hu Xiong. Variability of the atmosphere during the sudden stratospheric warming observed by the COSMIC occultations. *Chin. J. Space Sci.*, 2011, **31**(1): 34-43

平流层爆发性增温期间大气变化特性的 COSMIC 掩星观测 *

肖存英 胡 雄

(中国科学院空间科学与应用研究中心 北京 100190)

摘 要 利用高精度和高垂直分辨率的 COSMIC 掩星观测资料, 详细深入分析了 2007 年冬 —2008 年春平流层爆发性增温 (SSW) 期间 10∼60 km 高度范围内大气的变化特性, 尤其是上平流层和低中间层大气的变化特性. 结果表明, 在 SSW 过程中, 温度场、风场和剩余环流都发生了明显的变化. 根据温度在主增温前和主增温盛期的变化特性, 在水平方向, 大约以 55°N 为界, 在垂直方向, 大约以 42 km 为界, 可以将温度场在纬度–高度的分布分为 4 个区域: 高纬下层增温区, 增温幅度约高达 25 K; 高纬上层降温区, 降温幅度约达 30 K; 中纬下层降温区, 降温幅度约为几 K; 中纬上层增温区, 增温也约为几 K. SSW 期间上下层大气纬向风场的变化规律基本相同. 在纬度方向以 45°N 为界, 45°N 以北地区的西风减弱东风增强, 风场变化高达 50 m/s; 45°N 以南地区西风增强东风减弱, 变化幅度比较小, 约 10 m/s. 在 2008 年 1 月下旬到 2 月底, 大气温度和纬向风有明显的振荡现象, 周期约为 12 天. 剩余环流的环流圈在 SSW 期间会发生反转, 由此也表明, SSW 期间大气中物质的输运方向也会发生改变.

关键词 平流层爆发性增温, COSMIC 掩星观测, 温度场, 风场, 剩余环流

中图法分类号 P 353

Variability of the Atmosphere During the Sudden Stratospheric Warming Observed by the COSMIC Occultations

XIAO Cunying HU Xiong

(*Center for Space Science and Applied Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100190)

Abstract Observations of COSMIC occulations which have high precision and high height-resolustion from winter 2007 to spring 2008 are used to analyze the variability of the atmosphere between 10 and 60 km during the Sudden Stratospheric Warming (SSW), espetially the features in the upper stratosphere and lower mesosphere. Results show that all of the temperature and wind fields and the residual circulation changed significantly during the SSW. According to the differences of the temperature before and during the major SSW, the latitude-altitude distributions of the temperature field could be divided into four parts by about 55°N along latitude and by about 42 km along altitude. At high latitudes, temperatures increased with a maximum warming of about 25 K in the

* 国家自然科学基金项目资助 (40774087)

2009-08-16 收到原稿, 2010-05-17 收到修定稿

E-mail: xiaocy@cssar.ac.cn

lower stratosphere, while temperatures decreased with a maximum cooling of about 30 K in the upper stratosphere. At middle latitudes, temperatures cooled in the lower stratosphere while warming happened in the upper stratosphere by several K. During the SSW, both the zonal winds in the lower mesosphere and in the upper stratosphere changed nearly in the same way. Westerly winds became weaker and easterly winds strengthened in the north area of 45°N, with a maximum increase up to 50 m/s, while in the south area of 45°N, westerly winds intensified and easterly winds weakened by a much smaller change of about 10 m/s. From the last ten-day of January to the end of February, 2008, osillations were observed in temperature and zonal wind fields with a period of about 12 days. The residual circulations reversed during the SSW, which suggested that directions of the transport of the atmospheric components also changed during the SSW.

Key words Sudden Stratospheric Warming (SSW), COSMIC occulations, Temperature field, Wind field, Residual circulation

1 引言

自从 1952 年德国科学家 Scherhag 发现柏林上空平流层爆发性增温 (Sudden Stratospheric Warming, SSW) 现象 [1] 以来, 人们采用多种探测技术对其进行了大量的观测分析研究 [2−4]. SSW 发生时极区温度会突然上升, 几天内温度可增加几十度, 同时绕极西风环流明显减弱甚至崩溃而出现东风气流 [5]. Matsuno[6] 在 1971 年提出 SSW 是由于对流层行星波向上传播并与平均气流相互作用引起的. 这一增温机制受到普遍认可. Chen[7] 利用变换欧拉平均方程讨论了行星波动力学, 通过对 EP 通量的研究表明, SSW 是沿高纬度波导传播的异常行星波与平均气流相互作用的结果. 翁衡毅 [8] 通过一个 β 平面纬向通道非绝热地转的三层模式研究了 SSW 的动力机制, 指出模式大气的纬向平均温度和纬向风场变化都由扰动热输送引起. Chao[9] 利用非线性理论提出 SSW 的现象是大气中的一次灾变过程, Yoden[10] 和 Hu 等 [11−12] 详细计算了平流层系统的多平衡态和灾变过程的条件, Hu 等 [13] 进一步研究了赤道 QBO 与 SSW 之间的非线性关系.

近年来, 随着雷达和卫星等探测技术的发展, 越来越多的学者致力于分析和研究 SSW 期间上层大气的变化特性和机制, 得到在 SSW 期间中间层的温度会降低 (Mesospheric Cooling, MC)[14−18], 中间层和低热层 (Mesosphere and Lower Thermosphere, MLT) 的纬向西风会减弱或反转成东风, 环流结构会发生改变 [18−23], 这些变化通常还伴随着大气波动活动的变化, 一般认为这些变化与行星波和被行星波调制的大气重力波活动的上传直接相关, 其动力学机制非常复杂 [24−25]. 已有的分析主要集中在 60 km 以上的中间层和低热层. 受探测数据缺乏的制约, 针对 25∼60 km 的平流层上层和中间层下层 (Upper Stratosphere and Lower Mesosphere, USLM) 这一上层大气与下层大气的中间过渡区域, 对 SSW 有关响应的分析研究还比较少. SSW 期间 USLM 温度场和环流变化特性的研究, 对于进一步了解 MLT 以及空间天气过程对 SSW 的响应是不可或缺的, 其研究具有重要意义.

2006 年 4 月, COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate) 掩星星座在美国发射升空, 提供了大量的全球覆盖、高精度、高垂直分辨率、自近地面到 60 km 的大气温度、密度和气压数据, 这为开展 SSW 期间 USLM 大气变化特性分析提供了丰富的数据资源. COSMIC 观测资料较过去研究中常用的再分析资料具有明显的优势, 其有效垂直分辨率可达 0.5∼1.5 km. 本文将利用该资料对 2007 年冬至 2008 年春季 SSW 进行诊断, 更深入地分析 SSW 过程中大气垂直结构的演变特性, 并重点讨论 USLM 区域大气的变化特性.

2 数据来源和数据处理

2.1 数据来源

COSMIC 掩星星座是一个用于发展气象、电离层与气候学研究的星群观测系统, 其技术基础是全

球定位系统无线电掩星技术, 通过测量电波的载波相位和一系列的反演技术, 可以得到 100~800 km 的电离层电子密度剖面, 以及中性大气 0~60 km 的大气参量剖面. COSMIC 卫星系统空间部分由 6 颗低地球轨道和 GPS 卫星组成. COSMIC 于 2006 年 4 月 15 日 01:40 UT 发射成功, 初始轨道高度 512 km, 倾角 72°, 在之后的 17 个月里卫星轨道逐步升高到 800 km, 卫星之间的经度间隔调整为 30°.

目前, 该系统每天能提供大约 1400~2300 个大气温度剖面, 基本覆盖全球, 地方时分布均匀, 为大气层的研究、监测和天气预报提供了重要的观测资料. Cucurull 和 Derber[26] 把 COMSIC 观测应用于 NCEP 的全球同化系统, 有助于提高温度、位势高度、湿度等研究数据的质量. COSMIC, CHAMP, GRACE-A 等掩星观测数据应用于数值天气预报系统, 可减小预报误差 [27]. Anthes 等 [28] 对 COSMIC 掩星探测数据作了初步的分析, 结果表明, COSMIC 数据的质量比以往的 GPS 掩星资料质量高. 在对流层和平流层下层, 温度的精度高达 0.05°C. 在 40 km 以上, 受电离层的影响, 温度的误差会比较大. 宫晓艳等 [29] 曾经采用模拟的方法初步分析了电离层对大气掩星反演精度的影响, 指出在 50~60 km 之间掩星温度有约 4 K 的误差. 这里采用 2007 年 11 月至 2008 年 4 月 COSMIC 的后处理干空气剖面数据, 包含纬度、经度、几何高度、温度、压强等参量信息, 计算和分析 SSW 过程中大气温度、风场及剩余环流的变化特性.

2.2 数据处理

数据处理主要分为以下三步.

(1) 针对每个剖面进行数据处理

主要内容是将每个剖面中的几何高度换算成位势高度, 然后把温度及位势高度插值到垂直网格. 几何高度换算成位势高度的公式如下:

$$H = \frac{g_{0,\varphi}}{g_{np}} \frac{r_\varphi}{r_\varphi + h} h, \tag{1}$$

$$g_{0,\varphi} = 9.80616(1 - 0.002637\cos 2\varphi + 0.0000059\cos^2 2\varphi), \tag{2}$$

$$r_\varphi = \frac{2g_{0,\varphi}}{3.085462\times 10^{-6} + 2.27\times 10^{-9}\cos 2\varphi}. \tag{3}$$

其中, h 为几何高度, 单位为 m; H 为位势高度, 单位为位势米; g_{np} 为无量纲标准重力加速度, 值为 9.80665; r_φ 为地理纬度 φ 处的地球半径标定值, 单位为 m; $g_{0,\varphi}$ 为 φ 处的海平面重力加速度, 单位为 m/s^2.

垂直方向用压强来标度, 网格划分形式为

$$P(i) = 1000\times 10^{-i/32}. \tag{4}$$

其中, i 为非负整数, 压强的单位为 hPa, 对应的垂直间隔大约为 0.5 km. 针对每个 COSMIC 的剖面数据, 将温度和位势高度的垂直廓线采用对数三次样条插值法插值到对应于式 (4) 中 i 为 14~119 的压强格点上, 为进一步的数据处理做准备.

(2) 数据汇总处理

在数据处理第一步的基础上, 以 3 天为时间窗 (当天, 前一天, 后一天) 的 COSMIC 探测剖面合作一个数据集合进行整体处理, 用于表征当天的大气参量. 这样处理的目的在于使得每个数据集合可以拥有足够多的数据以基本覆盖全球 (90°S~90°N, 0° ~360°E). 由于本文讨论的是 SSW 期间的大气特性, 因此这里只考虑水平范围为 (10°N~90°N, 0° ~ 360°E) 的情况. 针对每个数据集合, 把温度和位势高度水平插值到 2.5° (纬度)×10° (经度) 的均匀网格点上.

(3) 相关计算

通过数据处理第二步后, 可以得到均匀格点上的四维数据, 维度包括时间、纬度、经度和高度, 数据对应的间隔为时间 1 天、纬度 2.5°、经度 10°、高度约 0.5 km. 在这些数据的基础上, 从水平动量方程出发, 由位势高度计算出地转纬向风和经向风, 风场计算公式和过程可参考文献 [30]. 参考 Dunkerton[31] 和 Gilie 等 [32] 的方法, 可以通过变形欧拉热力学方程和连续性方程计算剩余环流. 由于 SSW 期间的日变化剧烈, 而非绝热部分 (反映季节变化) 引起的剩余环流的日变化不大, 在此只讨论剩余环流瞬变部分的变化特性, 此时, 变形欧拉热力学方程及连续性方程可以写为

$$\frac{\partial\bar\theta}{\partial t} + \bar v^*\frac{\partial\bar\theta}{\partial y} + \bar w^*\frac{H}{R}N^2 = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\rho_0\overline{v'\theta'}\dfrac{\partial\bar\theta}{\partial y}}{\dfrac{\partial\bar\theta}{\partial z}} + \overline{w'\theta'}\right), \tag{5a}$$

$$\frac{1}{a\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\phi}(\cos\phi\bar v^*) + \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial z}(\rho_0\bar w^*) = 0. \tag{6}$$

其中, $\bar{\theta}$ 为纬圈平均位温, N 为布论特维萨拉频率, $\bar{v}^*$ 与 $\bar{w}^*$ 分别为变形欧拉方程纬圈平均剩余经向环流和剩余垂直环流 (文中内容简称为剩余经向环流和剩余垂直环流).

式 (5a) 等号右边为波加热项 (wave heating), Andrews 等 [5] 曾指出, 在地转运动及稳定的定常波情况下, 此加热项很小, 可以忽略. Hitchaman 和 Leovy[33] 估计了这一项, 发现在中层大气, 它与方程的其他项相比非常小, 可假定这项为 0, 其他科学家如 Holton[34], Gille[32] 和 Santee[35] 等也做了类似的假定. 当不考虑波加热项时, 式 (5a) 可以写为

$$\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}+\bar{v}^*\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y}+\bar{w}^*\frac{H}{R}N^2=0. \tag{5b}$$

采用迭代法, 通过式 (5b) 和 (6) 计算剩余环流. 首先假定 $\bar{v}^*=0$, 通过方程 (5b) 得到一个 $\bar{w}^*$ 的估计值, 将得到的 $\bar{w}^*$ 代入连续方程式 (6) 中积分, 取极地边界条件 $\bar{v}^*=0$, 这样可以得到 $\bar{v}^*$ 的估计值, 将其再代入式 (5b) 计算 $\bar{w}^*$, 等等. 重复迭代 8~10 次就可以得到比较精确的瞬变剩余环流 $\bar{v}^*$ 和 $\bar{w}^*$.

3 结果与讨论

3.1 SSW 的诊断分析

通常采用如下两个指标来判定增温的发生和强度划分

$$\Delta T=T_{90^\circ N}-\bar{T}_{60^\circ N}, \tag{7}$$

$$\bar{U}=\frac{-9.8(H_{90^\circ N}-\bar{H}_{60^\circ N})}{f\Delta y}. \tag{8}$$

当 10 hPa 等压面上 ΔT 由负变正, $\bar{U}$ 由正变负时, 也就是它们的位相发生反转时, 作为一次强爆发性增温事件, 称为主增温 (major warming); 如果只是 ΔT 由负变正, $\bar{U}$ 不改变符号, 则作为一次弱爆发性增温事件, 称为次增温 (minor warming)[5]. 图 1(a) 给出了这两个指标在 10 hPa 等压面上随时间 (2007 年 11 月至 2008 年 4 月) 的变化曲线. 图 1(b) 是北极点温度分别在 100 hPa, 10 hPa 和 0.3 hPa 等压面上随时间的变化曲线 (全文 TEMP 表示温度, UWND 表示纬向风). 结合图 1(a) 和图 1(b) 可以看出, 这一时期的大气环流有如下变化过程.

第一阶段, 2007 年 11 月下旬至 11 月底, 有次增温事件发生. 这个过程中, 10 hPa 和 100 hPa 等压面上温度的增加不大, 只有几 K, 然而 10 hPa 上的西风却有明显的减弱, 减小幅度约为 15 m/s. 在 0.3 hPa 等压面上温度明显减小, 几天内温度下降高达 20 K.

第二阶段, 2007 年 12 月至 2008 年 1 月中旬, 温度随时间的变化不大, 无增温事件发生.

第三阶段, 2008 年 1 月中旬至 3 月中旬, 大气环流变化剧烈. 在此过程中有数次增温事件发生. 第一次次增温过程从 1 月 20 日开始, 10 hPa 等压面上温度急剧增加, 在 5 天内极区的温度从 196 K 上升到 250 K, 温度增加高达 54 K, 此过程中, ΔT 由负值迅速变为正值, 温度梯度反转, 西风也急速减弱, 从增温前的 45 m/s 减小到 18 m/s, 而后 5 天温度又急剧减小, 西风迅速增加, 在 1 月底恢复到正常冬季风场状态. 从 2 月初开始至 2 月 18 日, 连续发生两次增温事件. 18 日以后主增温事件发生, 西风从 2 月初的 45 m/s 迅速减弱, 到 2 月 20 日左右风场发生反转, 变成东风, 到 2 月 25 日左右东风达到最大, 约为 −13 m/s, 之后东风开始减弱. 到 28 日左右, 风场又开始反转为西风, 之后西风逐渐增强, 恢复到正常状态. 在 3 月初至中旬, 西风环流再次反转为东风, 这次增温通常称为后增温 (final warming). 由于极地日射加热, 在后增温事件中, 温度梯度和急流都不能再恢复到增温以前的状况和强度, 逐渐向春夏季类型过渡.

伴随着 SSW 的发生, 0.3 hPa 等压面上温度变化也非常剧烈, 其温度的增加和减弱变化正好与 10 hPa 等压面上温度的变化完全相反. 而 100 hPa 等压面上温度的变化幅度相对比较小, 在 2 月下旬和 3 月上旬有一比较明显的增温过程.

3.2 SSW 过程中温度及风场的变化特性

图 2 给出了 2008 年第 50 天 (2 月 19 日)、第 55 天 (2 月 24 日) 纬圈平均温度和风场随纬度–高度的变化等值线, 分别代表 2 月主增温之前和主增温期间, 并且给出了温度和风场在这两天的差值. 图 2 中采用的垂直坐标左轴的高度均为对数–压力坐标 (log-pressure coordinate, 定义为 $z=-7\ln(p/p_0)$, 单位 km, 其中, $p_0=1000$ hPa)[5], 右轴均为压强坐标, 单位为 hPa. 如无特别说明, 文中以下内容和图形, 高度都指对数–压力坐标.

从图 2 温度变化情况可以看到, 在 SSW 之前, 温度极小值处于 15~25 km 范围内, 极大值处于 45~55 km 范围内, 极值高度随纬度缓慢变化. 当

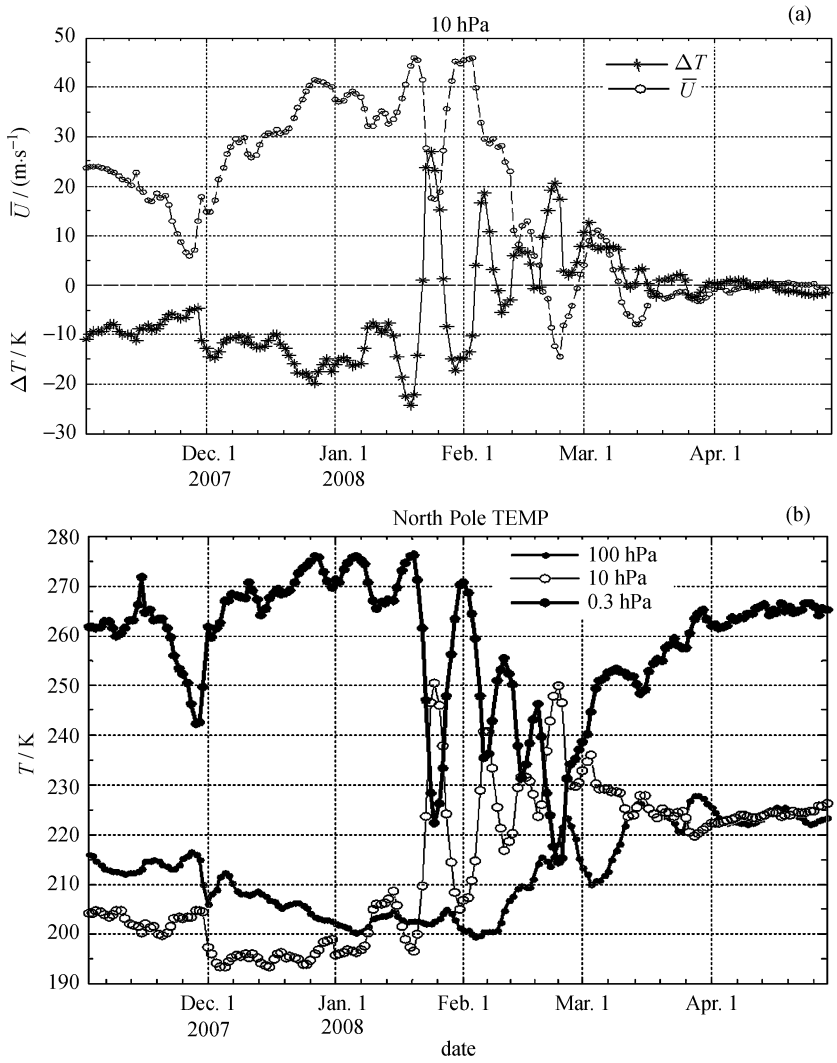


图 1 2007 年冬至 2008 年春季 SSW 的诊断. (a) 10 hPa 等压面上 ΔT 和 $\bar{U}$ 随时间的变化, (b) 100 hPa, 10 hPa, 0.3 hPa 等压面上北极点温度随时间的变化

Fig. 1 Diagnosis of the SSW from winter 2007 to spring 2008. (a) Temporal variations of ΔT and $\bar{U}$ at 10 hPa, (b) Temporal variations of the temperature at the North Pole at 100 hPa, 10 hPa, 0.3 hPa

主 SSW 爆发时, 高纬地区平流层温度迅速升高, 到增温盛期, 温度升高达 25 K. 与此同时, USLM 区域温度剧烈降低, 到增温盛期, 温度降低约 30 K. 低纬度地区基本不变化, 中纬度地区略有些变化. 在垂直方向, 大约以 42 km 为界, 在水平方向, 大约以 55°N 为界, 从温度的升高和降低情况上分析, 可以把纬度–高度图像分成 4 个区域. 42 km 以下高纬地区明显增温, 这种增温一直延续到 15 km 左右, 增温最大值位于 33 km 的北极点附近. 同时, 中纬度地区有几 K 的降温现象, 主要分布在 25~35 km 高度范围内, 降温最大值位于 32 km, 42.5°N 附近. 42 km 以上高纬地区明显降温, 降温最大值位于 55 km 的北极点附近, 而此时, 中纬度地区有几 K 的增温现象, 最大值位于 55 km, 42.5°N 附近.

从图 2 纬向风场的变化情况可以看到, SSW 爆发前和盛期, 中高纬度地区风场结构有明显的变化, 低纬度地区变化不明显. 在增温前, 风场盛行西风结构. 伴随着 SSW 的发生, 高纬地区西风迅速减弱, 在增温盛期, 反转为东风结构, 同时中低纬度地区的西风结构有些增强. 根据风场的变化情况, 可以把纬度–高度图像沿纬度方向大约以 45°N 为界划分成两个部分, 即, 45°N 以北的西风减弱东风增强区

和 45°N 以南的西风增强区.

从图 2 可以看到, SSW 爆发前后, 北极点的温度及 70°N 处的纬圈平均纬向风的变化最大, 为了能够更详细探究 SSW 爆发过程中, 高纬地区温度和风场随时间–高度的变化特性, 图 3(a) (b) 分别给出了北极点温度及纬圈平均纬向风在 70°N 随时间–高度变化的等值线. 从图 3(a) 整体上看, 1 月下旬到 2 月底, 大气温度的振荡现象很明显, 周期约为 12 天, 而且以 44 km 为分界线, 上层和下层温度的变化位相相反. 从图 3(b) 可以看到, 与温度的振荡相对应, 纬向风也有周期约为 12 天的振荡. 这与魏科等 [36] 在研究北半球平流层极涡崩溃过程中所揭示的多年平均温度和风场具有 10 天左右的振荡是一致的, 表明这种振荡很可能是一个普遍的现象, 不但在 2008 年冬季中存在, 而且在多年平均的冬季气候态中也存在.

图 1~3 均清晰表明, 高纬地区 USLM 大气在 SSW 期间风场减弱或反转, 温度降低, 此特性与此前 60 km 以上的观测结果 [14−23] 一致. 在图 1(b)

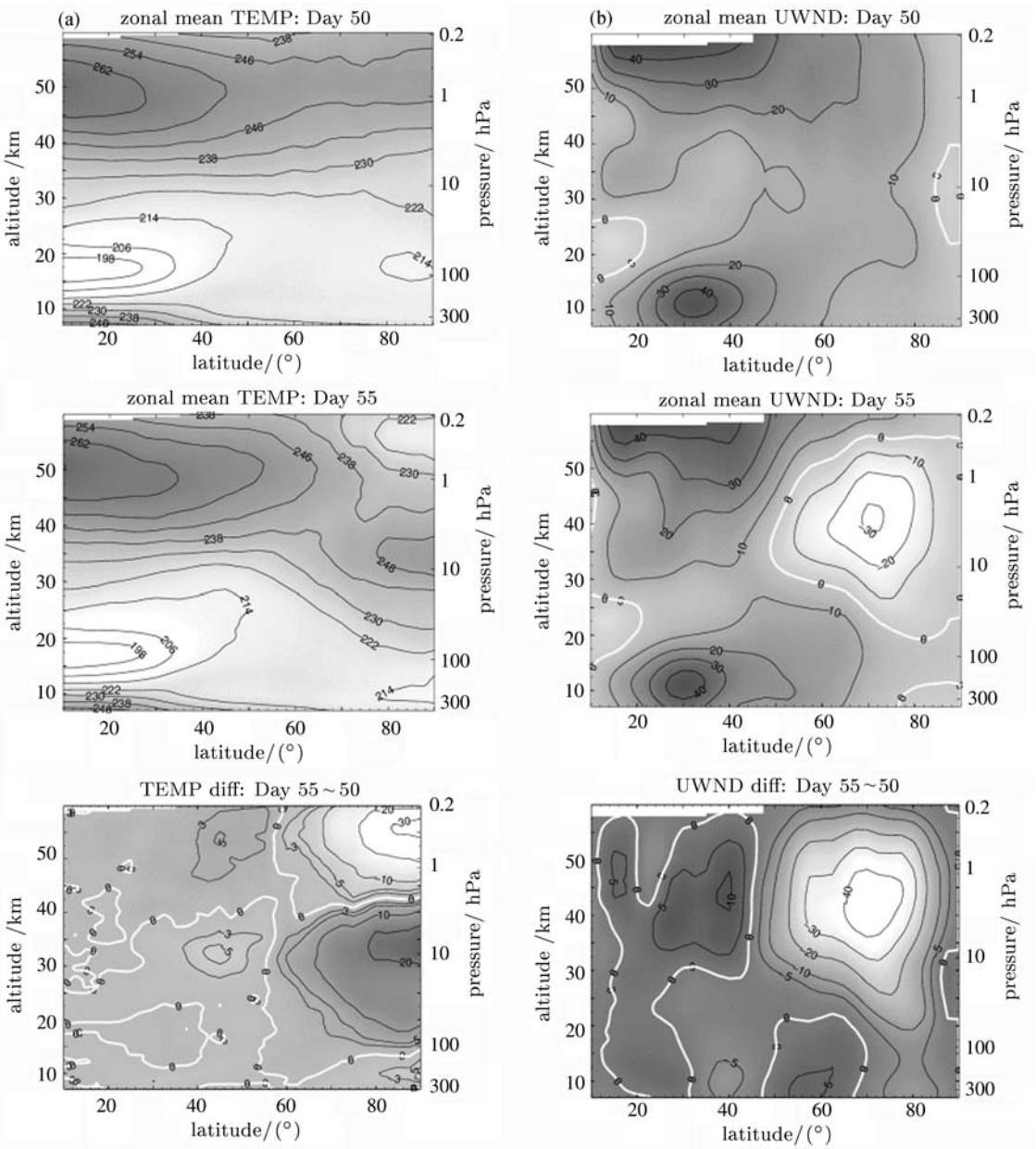


图 2 纬圈平均温度和纬向风随纬度–高度的变化 (温度单位 K, 风场单位 m/s, 实白线表示零值区)

Fig. 2 Latitude-height cross sections of the zonal mean temperature and zonal wind (temperature unit K; wind unit m/s; the white solid lines are for the zero values)

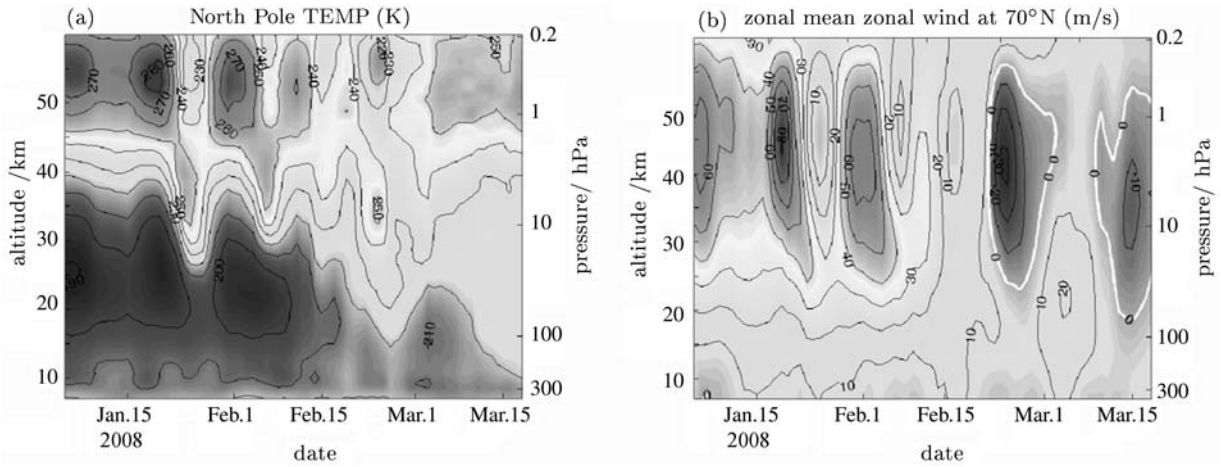


图 3 北极点温度 (a) 及 70°N 纬圈平均纬向风 (b) 随时间–高度的变化

Fig. 3 Time-height cross sections of temperature at the North Pole(a) and zonal mean zonal wind at 70°N(b)

和图 3 中并没有观测到 USLM 大气温度和风场变化超前的现象, 只是在下平流层, 大气温度的增加有随时间下移的趋势 (见图 3), 可能会对对流层天气过程产生一定的影响. Liu 和 Roble[37] 联合 TIME-GCM 与 CCM3 模式模拟了 SSW 及上层大气的变化, 指出正是由于高纬地区行星波与基本气流发生作用使得基本气流西风减弱, 甚至出现东风, 导致有更多的相位向东的重力波能够向上传播到上层区域, 进而改变剩余环流结构, 致使上层的温度降低.

3.3 SSW 过程中剩余环流的变化特性

在 SSW 期间, 除了温度和风场会发生变化以外, 剩余环流也在发生相应的变化. 剩余环流对于上下层大气的相互作用和物质交换起着十分重要的作用 [38]. 由于物质输送是沿着拉格朗日环流进的, Andrews 等 [5] 曾指出变形欧拉平均剩余环流可以用来表示拉格朗日平均环流, 因而, SSW 期间剩余环流的变化特性也可以用于表征物质输送的变化特性.

图 4 给出了 2008 年 2 月 21 日和 2 月 25 日瞬变剩余环流 $\bar{v}^*$ 和 $\bar{w}^*$ 随纬度–高度的分布, 这两天分别代表主 SSW 过程中的增温发展期及增温恢复期 (见图 1), 选择这两天的目的在于, 2 月 21 日和 2 月 25 日分别在主增温发展期及增温恢复期中的 ΔT 随时间的变化斜率最大, 这样, 通过式 (5b) 计算出的剩余环流的数值就会相对比较大, 能更好地比较增温过程中剩余环流的变化特性. 从图 4 可以看到, 增温期间剩余经向环流的大小在中高纬地区要比在低纬地区强, 方向基本相反. 剩余垂直环流主要集中在高纬和极区, 中低纬地区数值很小. 在 SSW 发展期, 45°N 以北区域, 在约 50 km 以上高度范围内为一强 $\bar{v}^*$ 负值区, 气流从北向南运动, 最大值处于 65°N, 数值为 -1.7 m/s, 而在 30~45 km 范围内为一强 $\bar{v}^*$ 正值区, 气流从南向北运动, 最大值也处于 65°N, 数值为 0.9 m/s, 在 30 km 以下范围内 $\bar{v}^*$ 的数值很小, 气流经向运动很弱; 40°N 以南区域, $\bar{v}^*$ 的数值要小很多, 方向与以北地区大致反向; $\bar{w}^*$ 在极地附近 42 km 以上为正, 以下为负, 最大值分别约为 1.3 cm/s, -0.9 cm/s, 而在 60°~30°N 基本反向, 数值小很多. 在 SSW 恢复期, 剩余环流的特性与发展期的特性大体相反, $\bar{v}^*$ 在 35°N 以北约 50 km 以上区域为一正值区, 气流从南向北运动, 最大值为 1.3 m/s, 而在 30~45 km 高度范围内则为一负值区, 气流从北向南运动, 最大值约为 -1 m/s; $\bar{w}^*$ 在极地附近 42 km 以上为负, 以下为正, 最大值分别为 -2.2 cm/s, 1.7 cm/s, 在中低纬基本反向, 数值很小.

从图 4 中的矢量图上可以较直观清楚地看到由 $\bar{v}^*$ 和 $\bar{w}^*$ 构成的环流圈特性. 在 SSW 发展期, 45°N 以北区域在垂直方向上大体构成两个环流圈, 较高层的环流在 50 km 以上由北流向南, 42 km 以上高度在极地附近上升, 中纬地区下沉, 42~50 km 气流由南流向北, 形成一个逆时针的环流圈; 而在 42 km 以下, 气流在极地附近下沉, 中纬地区上升, 25~42 km 气流由南流向北, 10~25 km 由北流向南, 基本构成了一个顺时针的环流圈. 在 SSW 恢复期, 在垂直方向上大体也有两个环流圈, 但其方向与 SSW 发展期的环流圈方向相反, 即上层为顺时针环流圈, 下层为逆时针环

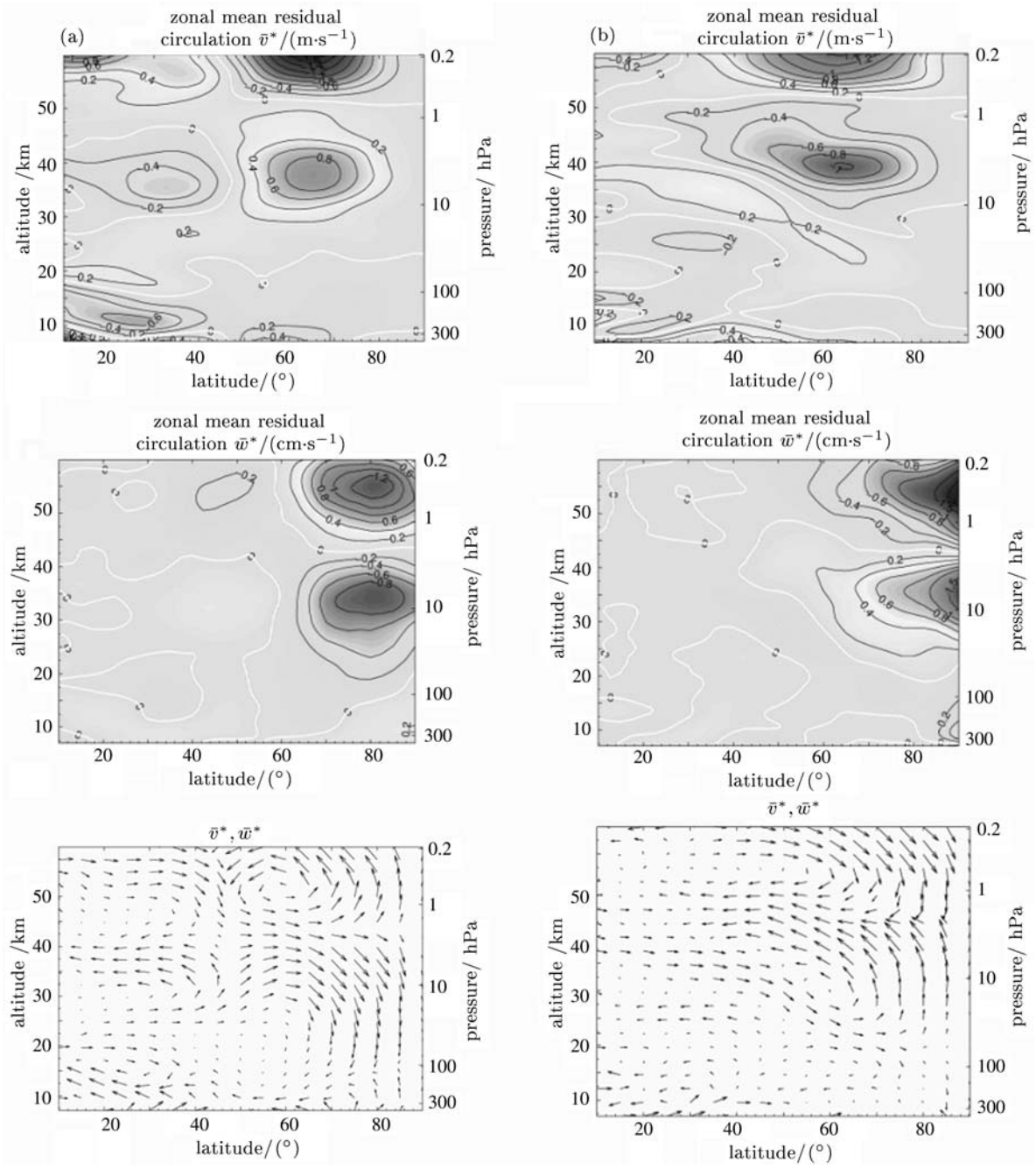


图 4 瞬变剩余环流 $\bar{v}^*$ 和 $\bar{w}^*$ 随纬度–高度的分布. (a) 代表 SSW 发展期 (2008 年 2 月 21 日), (b) 代表 SSW 恢复期 (2008 年 2 月 25 日)

Fig. 4 Latitude-height distributions of the transient residual circulations $\bar{v}^*$ and $\bar{w}^*$. (a) SSW development phase (February 21, 2008); (b) SSW recovery phase (February 25, 2008)

流圈, 分界线大约处于 42 km 高度上. 这些特性与 Gille 等 [32] 分析的 1979 年 SSW 期间瞬变剩余环流的变化特性基本一致, 但计算所得的剩余环流的大小及环流的分界线高度等细节有些差别, 这可能与分析的 SSW 所发生的年份及强弱有关. SSW 期间剩余环流圈会发生反转, 由此还表明, SSW 期间大气层中物质的输运也会发生改变, 在同一高度层上甚至还可能完全改变输运方向.

4 结论

利用 COSMIC 提供的高精度和高垂直分辨率的掩星观测资料, 计算和分析了 2007 年冬至 2008 年春季 SSW 期间 10~60 km 高度范围内大气温度、风场及大气环流的变化特性, 其结果除验证已有的特性之外, 更加详细和深入分析了 SSW 过程中大气垂直结构的演变特性, 并重点讨论了 USLM 区域大气的变化特性. 主要特性归纳如下.

(1) 在 2008 年 1 月中旬至 3 月中旬, 10~60 km 高度范围内北半球的环流过程变化剧烈, 有数次增温事件发生, 其中在 2 月 24 日附近有主增温发生, 10 hPa 等压面上的东风持续了 9 天, 从 2 月 20 日一直持续到 2 月 28 日.

(2) 温度场在 SSW 期间会发生明显的变化, 上下层大气温度的变化相位相反, 中纬与高纬地区大气温度的变化趋势也相反. 根据温度在主增温前和主增温盛期的变化特性, 在纬度方向, 大约以 55°N 为界, 在高度方向, 大约以 42 km 为界, 可以将温度场在纬度 (10~90°N) 及高度 (10~60 km) 上的分布划分为 4 个区域. 高纬下层为增温区, 增温幅度达 25 K; 高纬上层为降温区, 降温幅度达 30 K; 中纬下层为降温区, 降温幅度为几 K; 中纬上层为增温区, 增温也为几 K; 低纬地区温度变化很小, 增温或降温特征与中纬地区相同.

(3) 风场结构在 SSW 期间也发生明显的变化, 然而上下层大气的变化规律基本相同, 在纬度方向以 45°N 为界. 45°N 以北地区的西风减弱东风增强, 风场变化近 50 m/s; 45°N 以南地区西风增强东风减弱, 变化幅度比较小, 最大值为 10 m/s.

(4) 在 1 月下旬到 2 月底, 大气温度有明显的振荡现象, 周期约为 12 天, 而且以 44 km 为分界线, 上层和下层温度振荡的位相相反. 同时, 与温度的振荡相对应, 纬向风也有周期约为 12 天的振荡, 但风场振荡中没有类似温度在 44 km 上下出现位相相反的现象. 在 2007 年冬至 2008 年春 SSW 事件中, 并未观测到 USLM 大气温度和风场变化超前的现象, 只是在下平流层, 大气温度的增加随时间有下移的趋势.

(5) 剩余环流在 SSW 期间同样也发生了明显变化. 在 SSW 发展期, 45°N 以北区域在垂直方向上大体构成两个环流圈, 即上层的逆时针环流圈和下层的顺时针环流圈, 分界线大约处于 42 km 高度上; 在 SSW 恢复期, 环流圈的方向发生了反转.

综上所述, 对这些变化特性的剖析将有助于进一步模拟及更深入地分析 SSW 对上层大气的影响以及上下大气层耦合的内在机制.

致谢 COSMIC 数据是由 CDAAC (COSMIC Data Analysis and Archive Center) 提供的.

参考文献

[1] Scherhag R. Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Berichte des deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 1952, **6**(38):51-63

[2] Naujokat B, Labitzke K. Collection of reports on the stratospheric circulation during the winters 1974/75–1991/92 [M]//Solar Terrestrial Energy Program (STEP) Handbook. Urbana: Free University Berlin, 1993

[3] HU Xiong. The study of dynamics of the winter stratospheric sudden warming [D]. Wuhan: Wuhan Institute of Physics and Mathematics of the Chinese Academy of Sciences, 1995. In Chinese (胡雄. 冬季平流层突然增温的动力学研究 [D]. 武汉: 中国科学院武汉物理与数学研究所, 1995)

[4] Deng Shumei. Study on the dynamical process of stratospheric sudden warming and its effects on the distribution of trace gases [D]. Hefei: University of Science and Technology of China, 2007. In Chinese (邓淑梅. 平流层爆发性增温的动力学过程及其对微量气体分布影响的研究 [D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2007)

[5] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle Atmosphere Dynamics [M]. London: Academic Press Inc., 1987

[6] Matsuno T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1971, **28**(8):1479-1494

[7] Chen Wen, Huang Ronghui. The propagation and transport effect of planetary waves in the Northern Hemisphere winter [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19**(6):1113-1126

[8] WENG Hengyi. A preliminary study of the dynamic mechanism of stratospheric sudden warming [J]. *Chin. J. Atmos. Sci.*, 1984, **8**(3):304-314. In Chinese (翁衡毅. 平流层爆发性增温动力机制的初步研究 [J]. 大气科学, 1984, **8**(3):304-314)

[9] Chao W C. Sudden stratospheric warming as catastrophes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**:1631-1646

[10] Yoden S. Bifurcation properties of a stratospheric vacillation model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**:1723-1733

[11] Hu Xiong, Zhang Xunxie, Huang Xinyu. Bifurcation properties of a stratospheric vacillation model [J]. *Chin. J. Geophys.*, 1995, **38**(4):428-438. In Chinese (胡雄, 张训械, 黄信愉. 冬季平流层波动模型的分岔特性 [J]. 地球物理学报, 1995, **38**(4):428-438)

[12] Hu Xiong, Zhang Xunxie, HUANG Xinyu. Tropospheric forcings and stratospheric sudden warmings [J]. *Chin. J. Geophys.*, 1996, **39**(2):169-177. In Chinese (胡雄, 张训械,

黄信愉. 对流层强迫与平流层暴发性增温 [J]. 地球物理学报, 1996, **39**(2):169-177)

[13] Hu Xiong, Zhang Xunjie, Huang Xingyu. Equatorial QBO and the interannual variability of winter stratospheric circulation [J]. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1995, **57**:1203-1208

[14] Labitzke K. Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1972, **29**:756-766

[15] Walterscheid R L, Sivjee G G, Roble R G. Mesospheric and lower thermospheric manifestations of a stratospheric warming event over Eureka, Canada (80°N) [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**:2897-2900

[16] Cho Y M, Shepherd G G, Won Y I, *et al* . MLT cooling during stratospheric warming events [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**, L10104

[17] Siskind D E, Coy L, Espy P. Observations of stratospheric warmings and mesospheric cooling by the TIMED SABER instrument [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**, L09804

[18] Hoffmann P, Singer W, Keuer D, *et al*. Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events [J]. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2007, **69**(17-18):2355-2366

[19] Gregory J B, Manson A H. Wind and waves to 110 km at mid-latitudes, Ⅲ—Response of mesospheric and lower thermospheric winds to major stratospheric warmings [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1975, **32**:1676-1681

[20] Cevolani G. Long period waves in the middle atmosphere: response of mesospheric and thermospheric winds to recent minor stratospheric warmings at mid-latitudes [J]. Ann. Geophys., 1989, **7**:451-458

[21] Singer W, Hoffmann P, Manson A H, *et al*. The wind regime of the mesosphere and lower thermosphere during the DYANA campaign [J]. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1994, **56**:1717-1729

[22] Hoffmann P, Singer W, Keuer D. Variability of the mesospheric wind field at middle and arctic latitudes in winter and its relation to stratospheric circulation disturbances [J]. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2002, **64**:1229-1240

[23] Bhattacharya Y, Shepherd G G, Brown S. Variability of atmospheric winds and waves in the arctic polar mesosphere during a stratospheric warming [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**, L23101

[24] Manson A H, Meek C, Chshyolkova T, *et al*. Winter warmings, tides and planetary waves: comparisons between CMAM (with interactive chemistry) and MFR-MetO observations and data [J]. *Ann. Geophys.*, 2006, **24**:2493-2518

[25] Dowdy A J, Vincent R A, Tsutsumi M, *et al*. Polar mesosphere and lower thermosphere dynamics: 2. Response to sudden stratospheric warmings [J]. *J. Geophys. Res.*, 2007, **112**, D17105, doi:10.1029/2006JD008127

[26] Cucurull L, Derber J C. Operational implementation of COSMIC observations into NCEP's global data assimilation system [J]. *Wea Forec.*, 2008, **23**(4):702-711

[27] Poli P, Healy S B, Rabier F, *et al*. Preliminary assessment of the scalability of GPS radio occultations impact in numerical weather prediction [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, **35**, L23811, doi:10.1029/2008GL035873.

[28] Anthes R A, Bernhardt P A, Chen Y, *et al*. The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early Results [J]. *Bull. Amer. Meteor Soc.*, 2008, **89**:313-333

[29] Gong Xiaoyan Hu Xiong Wu Xiaocheng, Zhang Xunxie. Preliminary analysis of error characteristics in atmospheric inversion of GPS radio occultation [J]. *Chin. J. Geophys.*, 2007, **50**(4):1017-1029. In Chinese (宫晓艳, 胡雄, 吴小成, 张训械. 大气掩星反演误差特性初步分析 [J]. 地球物理学报, 2007, **50**(4):1017-1029)

[30] Xiao Cunying, Hu Xiong, Tian Jianhua. Analysis and comparison of deriving winds from satellite temperature data [J]. *Chin. J. Geophys.*, 2008, **51**(2):325-336. In Chinese (肖存英, 胡雄, 田剑华. 利用卫星温度资料计算风场的方法分析与比较 [J]. 地球物理学报, 2008, **51**(2):325-336)

[31] Dunkerton T. On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**:2325-2333

[32] Gille J C, Lyjak L V, Smith A K. The global residual mean circulation in the middle atmosphere for the northern winter period [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**:1437-1454

[33] Hitchaman M H, Leovy C B. Evolution of the zonal mean state in the equatorial middle atmosphere during October 1978 May 1979 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**:3159-3176

[34] Holton J R, Wehrbein W M. A numerical model of the zonal mean circulation of the middle atmosphere [J]. *Pure Appl. Geophys.*, 1980, **118**:285-306

[35] Santee M L. Diagnostic calculations of the circulation in the Martian atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**:5465-5484

[36] Wei Ke, Chen Wen, Huang Ronghui. Dynamical diagnosis of the breakup of the stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere [J]. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, 2007, **50**(9):1369-1379. In Chinese (魏科, 陈文, 黄荣辉. 北半球平流层极涡崩溃过程的动力诊断分析 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, **37**(9):1110-1119)

[37] Liu H L, Roble R G. A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3 [J]. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107**(D23), 4695, doi:10.1029/2001JD001533

[38] Chen Wen, Huang Ronghui. The dynamical effect of planetary wave transport on ozone in the atmosphere. *Chin. J. Atmos. Sci.*, 1995, **19**(3):219-229. In Chinese (陈文, 黄荣辉. 准定常行星波对大气中臭氧输运的动力作用 [J]. 大气科学, 1995, **19**(5):513-524)