涡动在南北半球平流层极涡崩溃过程中作用的比较

魏科1,2 陈文1 黄荣辉1

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心,北京 1000802 中国科学院研究生院,北京 100049

摘 要 比较了南北半球春季平流层极涡的崩溃过程以及涡动在此崩溃过程中的作用。极涡的崩溃时间以平流 层极夜急流核区最后一次西风转换为东风的时间来确定。结果表明南北半球平流层极涡的崩溃过程有着共同的 特点,涡动和非绝热加热过程都对极涡的崩溃起着重要的作用,在极涡崩溃前平流层行星尺度波动活动明显,极 涡崩溃以后,这种波动活动便迅速减弱。其中从对流层上传的行星波决定着极涡的具体崩溃时间。两个半球的差 别主要表现在南半球极涡崩溃过程一般始于平流层高层,然后逐渐下传,而北半球这种下传不是很明显。其次, 北半球平流层极涡崩溃偏晚年,极涡的减弱有两次过程,第一次为快速变化过程,第二次变化比较缓慢,而南半 球平流层极涡崩溃无论早晚年只有一次减弱过程。长期的变化趋势分析表明南北半球平流层极涡的崩溃时间逐 渐推迟,特别是 20 世纪 90 年代中后期以来,这种推迟更加明显。进一步的研究还发现,伴随着平流层极涡的崩 溃过程平流层和对流层存在强烈的动力耦合,南北半球极涡迅速减弱前,各自半球的环状模指数也由负指数增加 为正指数,表明低层环流对于平流层极涡的崩溃起到重要的作用;同时极涡不同强度所对应的低层环状模指数也 不同,这可能与不同强度平流层极涡对于上传的行星波的反射有关。

关键词 平流层极涡 波流相互作用 崩溃过程 平流层对流层相互作用 南北半球比较 文章编号 1006-9895 (2008) 02-0206-14 **中图分类号** P433 **文献标识码** A

Comparison of the Roles of Wave Activities in the Breakup of the Stratospheric Polar Vortex between the Southern and Northern Hemispheres

WEI $\mathrm{Ke}^{1,\;2}$, CHEN Wen^1 , and HUANG Rong-Hui^1

Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080
 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The breakup of the stratospheric polar vortex and the role of eddy activities during the breaking are investigated with focus on the differences between the southern and northern hemispheres. The time when the polar vortex breaks up is determined by the date when the winter westerly at the core of polar night jet turns to summer easterly. Results obtained show that dynamical and diabatic heating both play an important role in the breakup of stratospheric polar vortex in the two hemispheres. Strong activities of planetary waves are observed in both stratosphere and troposphere before the breakup; thereafter, the eddy activities decline quickly. It is pointed out that the upward planetary waves determine the exact time of breaking.

The two hemispheres show several differences. First, the breaking of polar vortex begins from the upper stratosphere and then propagates downward in the Southern Hemisphere (SH); however, the seasonal downward propagation is not evident in the Northern Hemisphere (NH). Second, composite of zonal wind at the core of polar jet shows that the NH late breaking years have two periods of westerly weakening while the early breaking years have

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575026

收稿日期 2006-09-25, 2006-12-08 收修定稿

作者简介 魏科, 男, 1980年出生, 博士研究生, 主要从事气候动力学、中层大气动力学等方面的研究。E-mail: weike@mail. iap. ac. cn

only one. The first weakening in the NH late breaking years is a quick process while the second is a slow one. For the SH, there is only one weakening of the westerly regardless of the time of breaking.

The long-term trend indicates that the breaking time of the stratospheric polar vortex has been postponed in both hemispheres, especially since the middle 1990s. It is also pointed out in this study that the evolution of the stratospheric polar vortex breaking is associated with strong bi-directional dynamical coupling of the stratosphere and the troposphere in both hemispheres. On one hand, the annular mode increases from negative value to positive value before the breaking in corresponding hemisphere, indicating that the circulation pattern change at the lower levels heralds the breaking at upper levels; on the other hand, the phase and the strength of annular mode correspond to the stratospheric polar vortex, which is suggested to be related to the reflection of planetary waves by the stratospheric polar vortex.

Key words the stratospheric polar vortex, wave-flow interaction, breakup of polar vortex, stratosphere – troposphere coupling, comparison between the southern and northern hemispheres

1 引言

南北半球平流层环流的基本演变表现为极涡的 崩溃和建立,即南北半球平流层极区冬半年都维持 有强大的绕极西风,在夏半年则转换为绕极的东风 环流。在此基础上,两个半球的环流也存在很大的 差别,主要表现在南北半球行星尺度波动的活动 上,北半球冬季平流层有着显著的波动活动,与之 相比较,南半球波动相对较弱[1~3]。这种行星尺度 波动扰动可以引起平流层的爆发性增温现象[4],这 在北半球比较频繁,平均每两三年就可以观测到一 次强的爆发性增温,但在南半球目前只观测到一次 (2002年)。这种波动活动的强弱差别主要是因为 南北半球不同的下垫面分布[5~7],北半球海陆和地 形分布比较复杂, 而南半球由于海洋面积广阔, 地 表均一,因此行星尺度波动活动就没有北半球那么 强烈,这也是南半球冬季平流层有着更强大的极涡 的主要原因。

南北半球地表差异引起波动活动以及平均环流 上的差异也反映在南北半球的平流层和对流层相互 作用过程中。最近观测和数值模式分析都表明,平 流层存在着异常信号的向下传播^[8~12],这在两个半 球都有反映。Graversen等^[13]进一步比较了下传现 象在两个半球的差异,指出南半球异常纬向风下传 主要在春季,而北半球在冬半年普遍存在。另外, 南半球年循环存在较强的下传,而北半球没有明显 的年循环下传现象。

基于以上南北半球的异同,本文分析比较了两 个半球平流层极涡的崩溃过程以及在此崩溃过程中 平流层对流层的相互作用。平流层极涡崩溃过程一 方面是极涡季节演变(年循环)中的重要环节,同 时也是平流层低频波动活动突出的阶段。另外,春 季平流层演变与冬季有所不同,冬季平流层行星尺 度波动过程非常明显,极涡的异常事件都与行星波 活动密不可分, 而极涡崩溃过程中平流层的非绝热 过程也起到重要的作用,因此,研究在极涡崩溃过 程中行星尺度波动和非绝热过程的相对重要性,对 于了解平流层大气环流演变机制有重要的作用。同 时,两个半球极涡崩溃过程的比较也有利于了解两 个半球季节转化的特点,进一步对平流层和对流层 相互作用理论进行应用和对比。因此,本文将首先 讨论两个半球平流层极涡崩溃时间的确定和极涡崩 溃时间的长期变化,其次,讨论极涡的崩溃过程和 极涡崩溃早晚年环流以及波动活动的差别,最后, 讨论极涡崩溃过程中平流层和对流层的相互作用过 程。

207

2 数据和方法

研究使用的数据来自欧洲中心(ECMWF)逐 日的再分析数据集(ERA-40)风场,位势高度场和 温度场等^[14,15]。由于在1979年开始大量使用卫星 资料,南半球的数据质量在70年代后期有了大量 的提高^[15],因此本文选取的数据起止时间为1979 年1月至2002年8月,数据水平分辨率为2.5°× 2.5°,垂直方向23层,最高到1hPa(大约50km, 平流层高层)。本研究中还分析了北极涛动(AO) 和南极涛动(AAO)指数在极涡崩溃过程中的演变 特征,所用的 AO指数和 AAO 指数来自美国气候 预测中心(CPC)^[16]。

关于平流层极涡崩溃时间的判断,主要有两种

方法, 第一种是 Nash 等^[17]应用位涡来判断极涡崩 溃的时间,他们首先定义极涡边界为等熵面上最大 的位涡梯度的位置,并以450 K 等熵面上北半球平 流层极涡边界的平均风速降低小于 15.2 m/s 作为 北半球平流层极涡崩溃的时间。此后,Waugh 等[18,19]分别研究了极涡持续时间的长期变化和年 际变化。另外一种是利用平流层极夜急流核心区的 纬向风速由西风转为东风来判断, Labitzke 等^[20]和 Black 等^[21]分别应用逐日的 Freie Universtaet Berlin (FUB) 再分析的探空资料和 NCEP 再分析资 料,分析了长时间序列的北半球平流层春季最后一 次增暖和极涡崩溃的时间。由于 Nash 等^[17]方法确 定的极涡崩溃时,极区还维持比较强的西风 (15.2 m/s),因此并不是极涡彻底崩溃转化为夏季 环流的时间,同时由于平流层纬向风的大小会影响 向上传播的波动,进而影响平流层和对流层的动力 耦合过程,因此选择平流层中层极夜急流区的纬向 风速作为判断极涡崩溃和建立的标准显得更为合 理。本文以急流核区东风最后一次取代西风并长期 维持直到当年秋季作为极涡崩溃的标志,反之,以 西风代替东风并长期维持直到来年春季作为极涡建 立的标志。与 Labitzke 等^[20]和 Black 等^[21]略有不 同的是,本研究选取的北半球极夜急流核区位置为 10 hPa、65°N,这个位置处于平流层中层,与 Black 等^[21] 洗取的 50 hPa、70°N 相比较,这个位置更加 接近气候平均的急流中心区域。南半球极夜急流核 区选取的位置为10 hPa、60°S。

为了表示在极涡崩溃过程中的波动活动特征, 计算了 E-P 通量活动特征,采用与 Hu 等^[22]类似的 方法,定义中高纬度平流层的波动通量,北半球所 选的范围为 50~5 hPa、50°N~90°N,南半球所选 的范围为 50~5 hPa、50°S~90°S,分别计算了通过 50 hPa (Z_1)和 5 hPa (Z_2)向上的波动通量,计算 方法如下:

$$F_{\rm N50hPa} = \int_{50}^{90} \frac{\rho_0 a^2 \cos \phi f \, \overline{v' \theta'}}{\theta_{0z}} \mathrm{d}\phi, \qquad (1)$$

$$F_{\rm N5hPa} = \int_{50}^{90} \frac{\rho_0 a^2 \cos \phi f \, \overline{v'\theta'}}{\theta_{0z}} \mathrm{d}\phi, \qquad (2)$$

$$F_{\rm S50hPa} = \int_{-90}^{-50} \frac{\rho_0 a^2 \cos \phi f \, \overline{v' \theta'}}{\theta_{0z}} \mathrm{d}\phi, \qquad (3)$$

$$F_{\rm S5hPa} = \int_{-90}^{-50} \frac{\rho_0 a^2 \cos \phi f \, \overline{v' \theta'}}{\theta_{0z}} \mathrm{d}\phi. \tag{4}$$

50°N和50°S的波动通量为:

$$F_{50^{\circ}\mathrm{N}} = \int_{z_1}^{z_2} \rho_0(z) a \cos \phi \, \overline{u'v'} \, \mathrm{d}z, \qquad (5)$$

$$F_{50^{\circ}\mathrm{S}} = \int_{Z_1}^{Z_2} \rho_0(z) a \cos \phi \, \overline{u'v'} \, \mathrm{d}z, \qquad (6)$$

式中,下标S和N分别表示南半球和北半球,u'、 v'、 θ' 表示纬向风速、径向风速、位温的纬向偏差, f表示地转参数, θ_{0z} 表示位温的垂直梯度, ϕ 、a、 和 ρ_0 表示纬度、地球半径、空气密度。在北半球平 流层区域 E-P 通量的净通量值为

$$F_{\text{Nnet}} = F_{\text{N5hPa}} - F_{\text{N50hPa}} + F_{90^{\circ}\text{N}} - F_{50^{\circ}\text{N}} = F_{\text{N5hPa}} - F_{\text{N50hPa}} - F_{50^{\circ}\text{N}}, \qquad (7)$$

南半球平流层区域 E-P 通量的净通量值为

$$F_{\text{Snet}} = F_{\text{S5hPa}} - F_{\text{S50hPa}} + F_{50^{\circ}\text{S}} - F_{90^{\circ}\text{S}} = F_{\text{S5hPa}} - F_{\text{S50hPa}} + F_{50^{\circ}\text{S}}.$$
(8)

其中,假设在两极点 90°N 和 90°S 的波动南北通量 为 0 ($F_{90^{\circ}N}$ =0, $F_{90^{\circ}S}$ =0)。之所以要选择这个区域 计算 E-P 通量的净通量,主要是因为这个区域包含 了我们要研究的极夜急流中心所在区域,同时这个 区域也是平流层上传波动活动的主要区域。

在球面坐标下,平均流的演变遵循以下方程:

 $\bar{u}_t - f\bar{v}^* - \bar{X} = (\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \nabla \cdot F.$ (9) 对 (9) 式分别在南北半球所选中高纬度平流层纬 度-高度截面进行积分,得到

$$\frac{\partial \langle M \rangle}{\partial t} - \langle \rho_0 a \cos \phi f \bar{v}^* \rangle = F_{\text{net}} + \langle \rho_0 a \cos \phi \bar{X} \rangle,$$
(10)

其中, $M = \rho_0 a \cos \phi (\bar{u} + \Omega a \cos \phi)$, 表示角动量, \bar{X} 表示摩擦等过程的作用力项。 \bar{v}^* 为剩余环流的水 平分量。在北半球, (10) 式中

$$\langle (\cdots) \rangle = \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{50}^{90} (\cdots) a \cos \phi \mathrm{d}\phi \mathrm{d}z, \qquad (11)$$

南半球

$$\langle (\cdots) \rangle = \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{-90}^{-50} (\cdots) a \cos \phi \mathrm{d}\phi \mathrm{d}z. \qquad (12)$$

因此,(7)和(8)式的物理意义表示波动对于平均 角动量和平均风速的加速和减速作用。当波动作用 使行星波发生辐合,即 $F_{net} < 0$ 时,将产生纬向基 本气流的减速和角动量的减小,反之,行星波辐散 使 $F_{net} > 0$,将引起纬向基本气流的加速。

3 极涡崩溃时间的确定

表1给出了各年平流层极涡崩溃的时间,从

表 1 1979~2002 年平流层极涡崩溃的日期变化

	平流层极涡崩溃的日期		左八	平流层极涡崩溃的日期	
年份	北半球	南半球	平切	北半球	南半球
1979	4月5日(一)	11月17日(一)	1992	3月19日()	11月20日
1980	4月5日(一)	11月18日(一)	1993	4月8日(一)	11月22日(十)
1981	5月10日(++)	11月17日(一)	1994	4月1日()	11月11日()
1982	4月3日()	11月19日(一)	1995	4月6日(一)	11月24日(十)
1983	3月20日()	11月22日(+)	1996	4月9日(一)	12月3日(++)
1984	4月25日(++)	11月6日()	1997	4月28日(++)	11月17日(一)
1985	3月23日()	11月25日(+)	1998	3月25日()	12月7日(++)
1986	3月20日()	11月12日()	1999	4月29日(++)	12月5日(++)
1987	4月26日(++)	12月1日(++)	2000	4月7日(一)	11月3日()
1988	4月5日(一)	10月27日()	2001	5月12日(++)	12月6日(++)
1989	4月14日(+)	11月11日()	2002	5月3日(++)	
1990	5月6日(++)	12月4日(++)	平均	4月12日	11月20日
1991	4月8日(一)	11月13日()			

 Table 1
 The breaking date of the stratospheric polar vortex (when the westerly at the core of polar night jet turns to easterly)

 from 1979 to 2002

注:(+):偏晚年;(-):偏早年:(++):异常偏晚年;(--):异常偏早年。标准差:北半球为16.3天,南半球为10.6天。

1979年到2002年,北半球平流层极涡平均的崩溃 时间为4月12日,标准差为16.3天,最早的崩溃 时间为3月19日(1992年),最晚的崩溃时间为5 月12日(2001年),最早最晚的时差接近两个月, 表明极涡崩溃的年际变化非常大。与之相比较,南 半球平流层极涡平均的崩溃时间为11月20日,标 准差为10.6天,最早的崩溃时间为10月27日 (1992年),最晚的崩溃时间为12月7日(1998 年),最早最晚的时差超过一个月多,年际变化也 比较大,但比北半球小。

本文得到的北半球极涡崩溃时间与文献[21]的 年际变化比较一致,但是平均时间晚8天,这一方 面可能是因为所选的数据集不同(他们所用为 NCEP再分析数据,本研究所选时间段为1979年 之后,极涡崩溃在后端持续偏晚,见后文),另一方 面可能与所选的位置有关。极涡崩溃的早晚年与文 献^[20]总体比较一致。

南北半球的这种差别可能与波动活动的年际变 化有关,北半球由于复杂的地形和海陆分布,因此 从对流层激发的行星波动活动比南半球强烈,冬季 的爆发性增温频率远远超过南半球,因此波动活动 的年际变化引起北半球平流层极涡崩溃早晚差别很 大。而南半球波动活动年际变化比较小,因此这种 活动所导致的平流层极涡崩溃早晚差别比较小。 南半球不仅平流层极涡崩溃时间年际变化不如 北半球大,极涡在秋季的建立时间年际变化也比北 半球小。北半球平流层极涡建立的平均时间为8月 25日,标准差为3天,最早的建立时间为8月20日(1988年),最晚的建立时间为9月3日(1993 年)。与之相比较,南半球平流层极涡建立的平均 时间为2月16日,标准差为2.88天,最早的建立 时间为2月15日(1985年),最晚的建立时间为2 月25日(1980年)。

209

在极涡建立之前,平流层整体维持东风环流, 由于行星波只能在弱的西风中传播,而在强西风和 东风中会受到反射和吸收^[23],因此此时并没有强 的波动活动,极涡的建立过程是一个辐射平衡的过 程,因此与年循环密切联系,其年际变化要比极涡 的崩溃过程小。同时,由于南半球相对北半球下垫 面更为均一,因此其年循环在年际之间也更为一 致。

4 极涡崩溃过程

平流层极涡崩溃伴随着极区温度的增加,南北 位势高度差的翻转和极区东风的建立过程。图1是 对北半球极涡崩溃过程进行的合成分析。图1a表 示 65°N 的纬向平均的风速,彩色阴影表示纬向风 的时间变率,在极涡崩溃前,平流层极夜急流区为



图 1 北半球平流层极涡崩溃前后环流场的合成分析:(a) 65°N 纬向平均风场,单位:m/s;(b) 极区 (70°N~90°N) 平均温度,单位:K;(c) 极涡内外 (80°N 减去 60°N) 位势高度差,单位:gpm。彩色阴影表示时间变率;横坐标轴:0表示极涡崩溃的当天,负、正数表示极涡崩溃前、后的天数(下同)

Fig. 1 Composites of daily (a) zonal mean zonal wind (m/s) at $65^{\circ}N$, (b) temperature (K) averaged over the polar region ($70^{\circ}N - 90^{\circ}N$), and (c) the geopotential height difference ($80^{\circ}N$ minus $60^{\circ}N$), units: gpm. The color shadings indicate the rate of variability in each panel. Abscissa stands for the days before (negative) and after (positive) the time of the stratospheric polar vortex breakup in the Northern Hemisphere

西风维持,在提前 40 天的时候,平流层高层维持 强的西风,风速大于 25 m/s,此后,风速逐渐减 弱,提前 20 天左右的时候,西风大于 15 m/s,从提 前 10 天到滞后 5 天,风速迅速从>10 m/s 降低到 约-10 m/s,随后,东风有一定的减弱,极涡已经 转化为夏季形态。彩色阴影图所表示的风场的时间 变率也清楚地揭示,在 0 天前后有强的风场的时间 速,最大的减速出现在 10 hPa,减速率超过每天 2 m/s,此减速中心有从高层向低层传播的趋势, 这可能与春季平流层最后一次增暖过程中波动活动 的减速作用有关。风场的转向过程中平流层长期主 要维持减速,这应该来自于季节转换过程中非绝热

加热的作用,在此减速过程中有周期为 10 天左右 的较强的减速过程,这可能与前期的波动活动有 关。极涡崩溃之后,有一段时间的加速,这也可能 来自于极涡崩溃后的辐射冷却。

南半球极涡的崩溃过程(图 2)也表现为西风 的逐渐减小为东风所替代,但是极涡崩溃前后的风 速均比北半球强,在一40 d 时候,平流层最强风速 达到 50 m/s 以上,此后风速迅速递减,并且表现 为明显的东风从平流层上层向下传播的特征。风场 的变率场上在极涡崩溃前有比较强的东风加速,并 且这种强的东风加速中心从平流层高层向下传播, 与北半球相比较,极涡崩溃前的东风加速更强,并



图 2 南半球平流层极涡崩溃前后环流场的合成分析: (a) 60°S 纬向平均风场; (b) 极区 (70°S~90°S) 平均温度; (c) 极涡内外 (65°S 减去 55°S) 位势高度差。其余同图 1

Fig. 2 Same as in Fig. 1, but for the Southern Hemisphere: (a) Zonal mean zonal wind at 60° S; (b) temperature averaged over the polar region (70° S - 90° S); and (c) the geopotential height difference (65° S minus 55° S)

且没有西风的加速,在崩溃前长期维持东风加速, 这应该与平流层极涡崩溃前的非绝热加热密切相 关。在此基础上叠加有几次风速变化率比较大的时 间,特别是在-35 d、-15 d和0 d,这与极涡崩溃 前期的波动活动密不可分。

极涡的崩溃过程在温度场和极涡内外的位势高 度差上也有反映。图 1b 表示极区平均的(70°N 至 90°N)的温度演化(曲线)和温度时间变率(彩色 阴影),图 1c 表示极夜急流以北(70°N)和以南 (60°N)的位势高度差及其此位势高度差的变化率 (彩色阴影)。极涡崩溃过程中温度逐渐增加,较强 的温度增加率出现在极涡崩溃之前,在极涡崩溃以 后,有短期的温度降低,与之对应极区东风稍微减 少(图 1a)。温度增加率有从平流层高层向低层传 播的趋势,持续时间比较短,应该与波动活动有 关。极涡崩溃过程中极涡内外位势高度差也由以前 的负值转化为正值,强增加率出现在极区崩溃之前 和附近。图 1a 中的周期 10 d 左右的波动过程在图 1b、c 中都有一定的反映。

在南半球极区温度在极涡崩溃前有强的增加率 (图 2b),并且这种强的增加率从平流层高层向下 传播,强的增加中心在-40 d时在 10 hPa 左右, 0 d时候位于 100 hPa 附近,+40 d左右时候增温 率最大位于对流层顶 200 hPa 附近,这种长期的增 温过程与极区在平流层极涡崩溃过程中的非绝热增 温密切关联。与北半球相比,极涡内外位势高度差 的变化最大的增加率不是出现在极涡崩溃前长时间就 存在极区环流的调整,最强的极涡内外位势高度差 (等值线)也表现为很强的从平流层中高层向下传 播的趋势。

南北半球虽然都有明显的东风加速和温度增加 率从平流层高层向下的传播,但是南北半球的下传 有着本质上的差别。北半球这种过程持续时间比较 短,并且集中在几次波动的短期过程中,因此,这 反映了波动和基本气流相互作用所引起的临界层的 变化;而南半球这种下传显然是长期的变化过程, 主要反映了年循环过程中的下传现象,与季节转换 过程中的长期非绝热加热密不可分。年循环的下传 在南半球明显,而短期波动引起的下传在北半球明 显,因此,这反映了南北半球上下层相互作用不同 的物理过程。

图 3 表示合成的北半球平流层极涡崩溃过程中 极地平流层的波动活动特征。图 3a、b、c、d 表示 根据(7)、(1)、(2)、(5)式计算的波动分量,图中 表明极涡崩溃前波动活动保持较高的水平,期间存 在时间尺度较短的较强波动活动过程,净的通量值 (图 3a)在极涡崩溃时(0 d 左右)有负的最大值, 表示有强的波动活动,这种强的波动活动会对西风 起到减速作用,在此之后波动活动迅速减弱。0 d 左右的时候,平流层高层(图 3c)向上和高纬度向 中纬度的波动输送(图 3d)都有减弱,最明显的变 化是从对流层高层和平流层低层向上的波动输送有 了很大的增强(图 3b),表明在极涡崩溃的时候, 从对流层高层和平流层低层向上的波动输送起到了 比较重要的作用。这种向上的输送是平流层西风急 流减速的主要原因。

南半球平流层极涡崩溃过程中的波动活动特征 如图 4 所示,图 4a、b、c、d 分别表示根据(8)、 (3)、(4)和(6)式计算的波动分量。与北半球类 似,波动活动在极涡崩溃前都维持比较高的水平, 在极涡崩溃时,波动净的通量值(图 4a)有负的极 值,并且这种强的波动活动也主要来自于平流层低 层和对流层高层向上的波动通量(图 4b)。因此, 极涡的崩溃过程一般与对流层向上异常的波动传播 密切联系,这种上传的波动异常引起了平流层极涡 的最后一次崩溃。由于非绝热的加热过程,极涡崩 溃以后再也无法恢复到冬季状态,因此平流层极涡 的崩溃过程是在非绝热加热和波动的共同作用下, 其中非绝热过程提供了气候演变条件,而极涡的崩 溃时间则决定于波动异常的发生时间。

图 5 表示 1979 年至 2002 年南北半球平流层极 涡崩溃日期的时间序列, 纵坐标表示平流层极涡崩 溃的日期。图中实线表示每年极涡崩溃的日期, 虚 线表示长期的线形趋势, 点线计算了 5 年滑动平 均, 用来表示年代际的变化趋势。如前所述, 极涡 崩溃的日期存在很大的年际变化, 北半球平流层极 涡的崩溃时间在 3 月至 5 月之间变化, 跨度达到 2



图 3 北半球平流层极涡崩溃前后的波动活动特征: (a) 平流层中高纬度净的 E-P 通量 F_{Nnet}; (b) 平流层中低层 50 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{N50hPa}; (c) 平流层高层 5 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{N5hPa}; (d) 50°N 向北的波动 E-P 通量 F_{50°N} Fig. 2 Composites of daily E-P fluxes before and after the breaking time of the northern stratospheric polar vortex: (a) F_{Nnet}; (b) F_{N50hPa};

(c) F_{N5hPa} ; (d) $F_{50^{\circ}\text{N}}$



图 4 南半球平流层极涡崩溃前后波动活动特征: (a) 平流层中高纬度净的 E-P 通量 F_{Snet} ; (b) 平流层中低层 50 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{SSohPa} ; (c) 平流层高层 5 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{SSohPa} ; (d) 50°N 向北的波动 E-P 通量 $F_{\text{50°S}}$

Fig. 4 Composites of daily E-P fluxes before and after the breaking time of the southern stratospheric polar vortex: (a) F_{Snet} ; (b) F_{S50hPa} ; (c) F_{S5hPa} ; (d) $F_{50^{\circ}S}$



图 5 1979~2002 年北半球 (a) 和南半球 (b) 平流层极涡极涡崩溃日期

Fig. 5 Variation of the breakup date of the stratospheric polar vortex from 1979 to 2002 determined by the changing date of westerly to easterly: (a) The Northern Hemisphere; (b) the Southern Hemisphere

个月,南半球平流层极涡崩溃时间在 10 月底到 12 月初之间变化,跨度超过 1 个月。长期线形趋势表 明南北半球平流层极涡崩溃时间逐渐推迟,极涡持 续时间增强,特别是这种趋势在 90 年代中后期更 为明显,这证实了以前的研究结果^[18,19,24]。这种 极涡的持续时间增强可能与全球温室气体增加、行 星波活动的减弱、平流层爆发性增温的较少以及平 流层臭氧损耗等有关^[20,22,25,26]。在年际变化和长 期线形趋势上叠加有年代际变化,北半球在 80 年 代中期和 90 年代前期极涡的崩溃时间偏早,而 80 年代初、80 年代末和 90 年代中后期以后极涡崩溃 时间都偏晚。南半球这种年代际的变化比较弱,主 要以长期线形趋势为主。

5 极涡崩溃早晚年的差别

为了比较极涡崩溃偏早和偏晚年大气环流的差别,我们根据极涡的崩溃时间对大气环流和波动活动进行合成分析,以极涡崩溃时间的 0.5 个标准差为阀值,分别选出极涡崩溃早年和极涡崩溃晚年。如表 1 所示,北半球平流层极涡崩溃异常早年为1982、1983、1985、1986、1992、1994 和 1998 年, 异常晚年为 1981、1984、1987、1990、1997、1999、



图 6 北半球平流层极涡崩溃异常早年(实线)和异常晚年(虚线)极涡的时间演变特征。(a)急流核心区(10 hPa,65°N)的纬向平均风场;(b)10 hPa极区(70°N~90°N)温度。竖线表示极涡崩溃异常早、晚年的平均日期

Fig. 6 The composites of daily values of (a) zonal-mean zonal wind at 10 hPa, 65° N and (b) the polar temperature (averaged north of 70° N) for the extreme early (solid line) and later (dotted line) NH stratospheric polar vortex breakup years. The average breakup dates in the extreme early and late breaking years are indicated by the two gray vertical lines

2001 和 2002 年; 南半球平流层极涡崩溃异常早年 为 1984、1986、1988、1989、1991、1994 和 2000 年, 异常晚年为 1987、1990、1996、1998、1999 和 2001 年。

图 6 是对极涡崩溃早晚年北半球极夜急流和极 区温度的合成。北半球选取的为 10 hPa、65°N 的 纬向平均风速和 10 hPa 的极区 (70°N 以北)温度。 在极涡崩溃的晚年,平均存在两次的西风减弱过 程,第一次发生在 1 月底,这次过程是一次快速的 过程,风速由大于 30 m/s 快速降低到 15 m/s 左 右;而第二次是个缓变过程,从 4 月初开始从大约 15 m/s 风速逐渐降低,在 5 月初转化为东风。在两 次减弱之间长期维持大约 15 m/s 的西风。而极涡 崩溃早年则只有一次风速减弱过程,这次过程是一 个快速的过程,在 3 月以前平流层一直维持约 30 m/s 左右的风速,从 3 月初风速快速减弱,在 3 月 25 日左右转变为东风,此后东风长期维持,环 流已经转化为夏季环流状态了。

与极涡崩溃过程中的风速相对应,极区的温度 也有同样的特征,在极涡崩溃晚年,极区的温度演 化也存在两次强的增温过程,第一次为1月的快速 过程,这次过程极区平均温度从1月初的212 K左 右快速增加到2月初的225 K左右,此后极区温度 逐渐降低,3月初降到221 K左右;第二次是从3 月初开始的缓慢的增温过程,到5月初的时候增温 到233 K左右。而极涡崩溃早年只有一次强的增温 过程,在增温前,极区温度一直保持224 K左右,从2月下旬到3月中,温度快速增加到233 K左右,此后有温度的小幅度降温,但一直维持较高的温度。

由于极涡崩溃晚年有两次风速减弱和两次温度 增加的过程,因此,根据 Nash 等^[17]的标准,450 K 等熵面上极涡边缘位涡梯度最大位置的平均风速降 低小于 15.2 m/s 作为极涡崩溃的时间。Waugh 等^[18,19]将部分的极涡崩溃晚年的第一次极涡快速 减弱看作极涡的崩溃时间,并将这些年作为极涡崩 溃早年,得到了极涡崩溃早年极涡剩余结构维持较 长时间的结论。

南半球极涡在早晚年的崩溃过程有所不同,图 7 表示南半球极涡崩溃早晚年极夜急流和极区的温 度合成,图 7a 表示(10 hPa,60°S)的纬向平均风 速,图 7b 表示极区的温度(10 hPa,70°S 以南), 极涡崩溃早年极涡崩溃的平均日期为11月8日, 极涡崩溃晚年极涡崩溃的平均日期为12月5日, 早晚崩溃年西风的减弱都只有一次。崩溃早年急流 的减速比崩溃晚年快,10月以后极涡崩溃早年极 区的风速弱于极涡崩溃晚年,同时极区的温度也一 直高于极涡崩溃晚年,这种差别可能与极区崩溃早 年波动较强有关系。

图 8 是合成的北半球平流层极涡崩溃早晚年的 平流层波动活动特征。图 8a 表示根据公式(7)计 算的平流层区域内的净波动通量(计算范围 50 hPa



图 7 南半球平流层极涡崩溃异常早年(实线)和异常晚年(虚线)极涡的时间演变特征。(a)急流核心区(10 hPa,60°S)的纬向平均风场;(b)10 hPa极区(70°S至90°S)温度。竖线表示极涡崩溃异常早、晚年的平均日期

Fig. 7 The composites of daily values of (a) zonal-mean zonal wind at 10 hPa, 60°S and (b) the polar temperature (averaged south of 70°S) for the extreme early (solid line) and later (dotted line) SH stratospheric polar vortex breakup years. The average breakup dates in the extreme early and late breaking years are indicated by the two gray vertical lines



图 8 北半球平流层异常早年 (实线) 和异常晚年 (虚线) 极涡崩溃前后波动活动特征: (a) 平流层中高纬度净的 E-P 通量 F_{Nnet}; (b) 平流 层中低层 50 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{N50hPa}; (c) 平流层高层 5 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{N5hPa}; (d) 50°N 向北的波动 E-P 通量 F_{50°N} Fig. 8 Composites of E-P fluxes before and after the breakup time of the northern stratospheric polar vortex for the early (solid line) and late (dotted line) NH stratospheric polar vortex breakup years: (a) F_{Nnet}; (b) F_{N50hPa}; (c) F_{N5hPa}; (d) F_{50°N}

~5 hPa、50°N~90°N)。极涡崩溃早晚年平流层波 动活动特征差别很大,偏晚年极涡崩溃前波动活动 比较弱,在极涡崩溃的前后也没有波动明显的变 化,这在平流层高层向上的波动通量[图 6b,公式 (2)]、平流层低层向上的波动通量[图 6c,公式 (1)]和平流层中纬向高纬的输送[图 6d,公式(5)] 上都有表现。而在极涡崩溃早年平流层波动活动非 常活跃,从-20 d起平流层净波动通量开始增加, 净通量在 0 d 左右有负的最大值,表明有最强的波 动作用于西风急流,产生强的减速,这与图4中强 的东风加速和温度增加相一致,随后净波动通量逐 渐减弱,到+20d已经只有微弱的波动净通量。比 较净通量的各项可以看出,0d左右的最大值主要 来自于平流层低层向上的波动通量(图6b),平流 层低层在极涡崩溃前一直有比较强的向上通量,在 0d时候达到最大,此后迅速减弱。而平流层高层 的波动通量主要在极涡崩溃前维持较强的活动,从 -5d开始迅速减弱。中纬度和高纬度之间的波动 通量也在极涡崩溃前维持较强的水平,在极涡崩溃 之前达到最大值,此后逐渐减弱。

南半球平流层极涡崩溃早晚年极涡崩溃前后的 波动活动如图 9 所示,与北半球类似,在平流层极 涡崩溃异常早年的波动活动强于异常晚年,净通量 输送[图 9a,公式(8)]在-20 d 到+5 d 崩溃早年 要明显强于异常晚年,而在平流层高层向上的波动 通量[图 9b,公式(3)]、平流层低层向上的波动通 量[图 9c,公式(4)]和平流层中纬向高纬的输送 [图 9d,公式(6)]上表现得更为明显,在平流层极 涡崩溃前,这三个分量早晚年都有很大差别。与北 半球极涡崩溃过程有所不同的是,南半球无论早晚 年在极涡崩溃的时候(0 d)都有波动的最大值,这 就表明南半球极涡崩溃早晚年,波动活动都起到了 重要的作用,而北半球极涡崩溃晚年则波动活动微 弱,主要是辐射平衡过程。

6 极涡崩溃过程中平流层和对流层的 相互作用

平流层极涡崩溃偏早和偏晚年平流层极涡强度 和结构的差别在大气低层也有一定的反映。Perlwitz 等^[27]和 Graf 等^[28]研究表明,极涡的强度对于 对流层天气气候和遥相关型有重要的作用,以前研 究^[29~33]也认为平流层极涡的西风急流强度会影响 上传的行星波动活动特征。Black 等^[21]的研究也表 明在极涡崩溃前 20 天左右有北极涛动 (AO) 正位 相大值,表明极涡的崩溃伴随着对流层和平流层的 相互作用。图 10a 表示对北半球平流层极涡崩溃异 常早年和异常晚年遥相关逐日 AO 指数的合成。在 极涡崩溃早晚年 AO 的演变有类似的特征,极涡崩 溃偏晚年的极涡的第一次迅速减弱出现在1月底, 这次过程前期 AO (点线) 指数从负位相转为正位 相。极涡崩溃偏早年极涡的迅速减弱出现在3月上 旬, 这次过程前 AO (实线) 也从负位相转为正位 相,极涡崩溃偏晚年的第二次极涡逐渐减弱过程前 AO 指数也有大幅度的增加。AO 正位相的发展, 促使大气南北气压梯度的增加和大气不稳定度的增 长,为斜压波动的发展创造了有力条件,这表明在 极涡崩溃前低层大气环流为高层大气环流转换进行 了必要的环流调整, 高层环流的演变有赖于低层环 流的预先发展,低层环流的前期变化在高层环流的 变化中起着重要的作用。波动在极涡崩溃过程中的 发展增强,使得平流层极涡减弱和崩溃之后,大气 南北斜压性也随之减小,不稳定度减弱,纬向西风 减小,北极涛动转为负位相,从而实现高层大气环 流转变对干低层环流的影响和调整。

对于南半球而言,波动的活动对于南半球环状 模的形成和维持有着重要的作用,特别是这种正反



图 9 南半球平流层极涡崩溃异常早年(实线)和异常晚年(虚线)极涡崩溃前后波动活动特征:(a)平流层中高纬度净的 EP 通量 F_{Stole} ; (b)平流层中低层 50 hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{Stole} ; (c)平流层高层 5hPa 向上的波动 E-P 通量 F_{Stole} ; (d) 50°N 向北的波动 E-P 通量 $F_{\text{50°S}}$

Fig. 9 Composites of E-P fluxes before and after the breakup time of the southern stratospheric polar vortex for the early (solid line) and late (dotted line) SH stratospheric polar vortex breakup years: (a) F_{Snet} ; (b) F_{S50hPa} ; (c) F_{S50hPa} ; (d) $F_{50^{\circ}\text{S}}$



图 10 (a) 北半球平流层极涡崩溃异常早年(实线)和异常晚年(虚线) 北极涛动指数的时间演变;(b) 南半球平流层极涡崩溃异常早年(实线)和异常晚年(虚线) 南极涛动指数的时间演变。竖线表示极涡崩溃异常早、晚年的平均日期

Fig. 10 The composite of daily Arctic Oscillation (AO) (a) and Antarctic Oscillation (AAO) (b) indices for early (solid line) and late (dotted line) stratospheric polar vortex breakup years in the Northern Hemisphere (a) and the Southern Hemisphere (b), respectively. The average breakup dates in the extreme early and late breaking years are indicated by the gray vertical lines

馈作用更多来自于瞬变波动^[35, 36]。波传播理论表 明^[23, 37], 行星波只能在弱的西风中传播。异常强 的西风不利于行星波动的向上传播,上传的波动在 平流层强西风的配置下发生折射和反射,这种平流 层环流对波动的影响在理论分析、观测和数值模拟 中都得到了印证^[29~33]。因此,平流层极夜急流强 的时候向下反射和折射的波动活动会影响到南半球 环状模的活动状态。南半球平流层极涡偏晚年,急 流风速强于平流层极涡崩溃偏早年,因此极涡崩溃 偏晚年从对流层和平流层低层上传的波动活动偏弱 (图略),在平流层底部波动的折射和反射比较强, 有利于平流层维持南半球环状模的高指数状态。南 半球的大气低层南极涛动指数在南极极涡崩溃早晚 年的差别如图 10b 所示, 从 9 月中到来年 2 月, 极 涡崩溃偏晚年的南极涛动指数 AAO 始终偏高于极 涡崩溃偏早年,南极涛动高指数与极区负位势高度 和中纬度正位势高度异常相对应,南北位势高度差 增强,绕极西风增强,这将强烈影响到地面的天气 和气候状况。

7 结论和讨论

以春季平流层极夜急流核区的最后一次西风转 化为东风时间作为为平流层极涡崩溃的时间,反 之,以平流层急流核心区东风被西风替代的时间作 为极涡建立的日期,分析了极涡崩溃前后的大气环 流状况和波动活动的特征。结果表明,北半球平流 层极涡的平均崩溃时间为4月12日,平均建立时 间为8月25日: 南半球平流层极涡的平均崩溃时 间为11月20日,平均建立时间为2月16日。南 北半球平流层极涡崩溃的时间存在较强的年际变化 和年代际变化,北半球最早崩溃和最晚崩溃的时间 跨度可以达到两个月,南半球最早崩溃和最晚崩溃 的时间差也达到一个多月。由于行星波活动在平流 层极涡崩溃过程中起到重要的作用,因此极涡崩溃 时间的较强年际变化与行星波活动年际变化密切相 关。北半球平流层极涡在 20 世纪 80 年代中期和 90年代前期极涡的崩溃时间偏早,而在80年代初、 80年代末和90年代中后期以后持续偏晚。特别是 20世纪末直到现在南北半球极涡持续时间增长, 崩溃时间越来越晚, 这可能与全球温室气体增加、 行星波活动的减弱、平流层爆发性增温的减少以及 平流层臭氧损耗等有关^[20, 22, 26]。

对极涡崩溃的早晚年采用了合成分析的方法, 北半球挑出了7个极涡崩溃偏早年和8个极涡崩溃 偏晚年,南半球选择了7个极涡崩溃偏早年和6个 极涡崩溃偏晚年。北半球极涡崩溃偏晚年有两次明 显的极涡减弱过程,第一次过程发生在1月底2月 初,第二次发生在4月。第一次极涡减弱与波动活 动密切相关,而第二次减弱则没有强的波动过程, 表明极涡偏晚年极涡的崩溃主要是辐射的加热作 用。而极涡崩溃偏早年则只有一次明显的极涡减弱 过程,这次减弱过程中有强的波动活动,说明波动 活动对于极涡崩溃偏早年的重要作用。这就回答了 在极涡崩溃时间上的争议和差别, Waugh 等^[18, 19] 根据 Nash 等^[17]标准将极涡崩溃偏晚年的第一次快 速极涡减弱确定为极涡的崩溃,从而将这些年确定 为极涡崩溃偏早年,并得到极涡结构在崩溃后维持 较长时间的结论。事实上,1月中旬到2月上旬的 这次过程与波动引起的环流变化以及冬季爆发性增 温有关,并非极涡的最后崩溃,很显然此时的平流 层极区还维持冬季环流的西风环流。南半球早晚年 的合成则与此不同,南半球无论早晚年,极涡崩溃 过程只有一次,从8月底开始,平流层极涡强度开 始持续减弱,极区温度不断增加,相对于崩溃晚 年,极涡崩溃早年极涡的减弱更快。波动活动的对 比分析表明,在极涡崩溃早年,南半球平流层行星 波活动更为活跃,对西风急流的减速也更强,特别 是从平流层中低层上传的波动活动更强,因此在平 流层崩溃早年波动活动起到更大的作用, 而平流层 极涡崩溃晚年长期的辐射加热也起到重要的作用。

由于平流层极涡的变化与大气低层的大气环流 变化相互耦合在一起,本文还分析了南北半球极涡 崩溃早晚年大气低层环状模指数的差异,结果表明 在北半球极涡崩溃偏晚年第一次极涡迅速减弱前和 偏早年极涡的减弱前都对应有北极涛动指数的增 加,由于北极涛动与对流层行星波动活动关系密 切,因此这也揭示了低层环流的调整在极涡强度变 化中起到重要的作用。南半球由于平流层极涡崩溃 晚年,极涡强度一直比极涡崩溃早年强,绕极西风 急流更强,这就不利于行星波的上传,因此在此过 程中波动活动一直偏弱,大气低层的环状模一直维 持正指数,这将会对地表的天气气候产生重要的影 响。尽管南北半球有着不同的环流平均状态和极涡 的不同演变阶段,但是二者在上下层的相互作用方 面有着共同的物理基础。

参考文献 (References)

- van Loon H, Jenne R L. The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. J. Geophys. Res., 1972, 77: 992~1003
- [2] 郭其蕴. 从海平面气压场的波谱分析比较南、北半球大气环流的变化. 气象学报, 1981, **39** (3): 298~310
 Guo Qiyun. A comparative study about general circulations in

northern and southern hemispheres in relation to the sea-level pressure harmonics. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 1981, **39** (3): $298 \sim 310$

- [3] Mechoso C R, Hartmann D L, Farrara J D. Climatology and interannual variability of wave, mean-flow interaction in the Southern Hemisphere. J. Atmos. Sci., 1985, 42: 2189~ 2206
- [4] Matsuno T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. J. Atmos. Sci., 1971, 28: 1479~1494
- [5] Leovy C B, Webster P J. Stratospheric long waves: Comparison of thermal structure in the northern and southern hemispheres. J. Atmos. Sci., 1976, 33: 1624~1638
- [6] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle Atmosphere Dynamics. New York: Elsevier, 1987. 489 pp
- [7] Randel W J. The seasonal evolution of planetary waves in the Southern Hemisphere stratosphere and troposphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1988, 144: 1385~1409
- [8] Baldwin M P, Dunkerton T J. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. J. Geophys. Res., 1999, 104: 30937~30946
- [9] Baldwin M P, Dunkerton T J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 2001, 294: 581~584
- [10] Kuroda Y, Kodera K. Variability of the polar night jet in the Northern and Southern Hemisphere. J. Geophys. Res., 2001, 106: 20703~20713
- Christiansen B. Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. J. Geophys. Res., 2001, 106: 27307 ~27322
- [12] Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, 2003, **301**: 636~640
- [13] Graversen R G, Christiansen B. Downward propagation from the stratosphere to the troposphere: A comparison of the two hemispheres. J. Geophys. Res., 2003, 108 (D24), 4780, doi:10.1029/2003JD004077
- [14] Simmons A J. Development of the ERA-40 data assimilation system. ERA-40 Proj Rep, 2001, 3: 11~13
- [15] Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 re-analysis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2005, 131: 2961~3012
- [16] http://www.cpc.noaa.gov
- [17] Nash E R, Newman PA, Rosenfield J E, et al. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. J. Geophys. Res., 1996, 101: 9471~9478
- [18] Waugh D W, Randel W J, Pawson S, et al. Persistence of the lower stratospheric polar vortices. J. Geophys. Res., 1999, 104: 27191~27201
- [19] Waugh D W, Rong P P. Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices. J. Meteor. Soc. Ja-

No. 2 WEI Ke et al. Comparison of the Roles of Wave Activities in the Breakup of the Stratospheric Polar ... 219

pan, 2002, 80: 997~1012

2期

- [20] Labitzke K, Naujokat B. The lower arctic stratosphere in winter since 1952. SPARC Newsletter, 2000, 15: 11~14
- Black R X, McDaniel B A, Robinson W A. Stratosphere - $\lceil 21 \rceil$ troposphere coupling during spring onset. J. Climate, 2006, **19**: 4891~4901
- Hu Y Y, Tung K K. Possible ozone-induced long-term chan-[22] ges in planetary wave activity in late winter. J. Climate, 2003.16:3027~3038
- [23] Charney J G, Drazin P G. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. J. Geophys. Res., 1961, 66: 83~109
- [24] Randel W J, Wu F. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. J. Climate, 1999, 12: $1467 \sim 1479$
- [25] Zhou S, Gelman M E, Miller A J, et al. An inter-hemispheric comparison of the persistent stratospheric polar vortex. Geophys. Res. Lett., 2000, 27: 1123~1126
- [26] Rex M, Salawitch R J, Gathen P V D, et al. Arctic ozone loss and climate change. Geophys. Res. Lett., 2004, 31, 2003GL018844
- [27] Perlwitz J, Graf H-F. Troposphere - stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. Geophys. Res. Lett., 2001, 28: 271~274
- [28] Graf H-F, Walter K. Polar vortex controls coupling of North Atlantic Ocean and atmosphere. Geophys. Res. Lett., 2005, 32: L01704, doi:10.1029/2004GL020664
- Chen P, Robinson W A. Propagation of planetary waves be-[29] tween the troposphere and stratosphere. J. Atmos. Sci.,

1992, 49: 2533~2545

- Harnik N, Lindzen R S. The effect of reflecting surfaces on [30] the vertical structure and variability of stratospheric planetary waves. J. Atmos. Sci., 2001, 58: 2872~2894
- [31] Perlwitz J, Harnik N. Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. J. Climate, 2003: 16, 3011~3026
- [32] Plumb R A, Semeniuk K. Downward migration of extratropical zonal wind anomalies. J. Geophys. Res., 2003, 108: 4223, doi:10.1029/2002JD002773
- [33] Song Y, Robinson W A. Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. J. Atmos. Sci., 2004, 61: 1711~1725
- [34] Limpasuvan V, Hartmann D L. Wave-maintained annular modes of climate variability. J. Climate, 2000, 13: 4414~ 4429
- [35] Lorenz D J, Hartmann D L. Eddy - zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. J. Atmos. Sci., 2001, 58: 3312 ~ 3327
- [36] Hartmann D L, Lo F. Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. J. Atmos. Sci., 1998, 55: 1303 ~ 1315
- [37] 陈文,黄荣辉.北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年 际变化. 大气科学, 2005, 29 (1): 137~146 Chen Wen, Huang Ronghui. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2005, 29 (1): 137~146