

辐散风和瞬变的涡度通量的异常对定常波 年际异常的强迫作用*

耿全震** 黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

摘 要

研究了 1982/1983 年 12—2 月对流层上层由辐散风和瞬变的涡度通量所产生的涡度源异常对定常波异常的强迫作用。结果表明,瞬变的涡度通量辐合的异常有抵消或耗散辐散风产生的涡度源异常的趋势;定常波的异常是在这两种强迫力的共同作用下维持的。同时还表明,对 1982/1983 年的情况,热带和赤道中东太平洋上的涡度源异常以及中纬度北太平洋上的涡度源异常都对太平洋/北美地区的大气环流异常起了重要的作用。

关键词: 辐散风, 瞬变的涡度通量, 定常波, 异常, 强迫。

1 引 言

Wallace 和 Gutzler(1981)^[1]发现了大气中的五个遥相关型以来,从理论上解释这些遥相关型的产生和维持机制一直受到人们的普遍重视,特别是对最明显和最强的 PNA 流型存在的解释。Hoskins 和 Karoly(1981)^[2]建立了球面 Rossby 波频散理论,随之 Horel 和 Wallace(1981)^[3]首次将 PNA 流型按照这一理论解释为大气对热带和赤道地区积云对流加热异常的线性响应。从此,许多工作使用正压模式研究了热带和赤道地区积云对流加热(以散度来表示)对大气环流的影响(Simmons 1982^[4], Branstator 1985^[5], Haarsma 和 Opsteegh 1989^[6], Sardeshmukh 和 Hoskins 1988^[7], Lau 和 Peng 1992^[8])。这些研究确实为解释大气环流的异常机制起到了一定的作用,但是,它们只考虑了热带和赤道地区的散度场异常对大气环流的强迫,很少有人研究热带以外地区的散度场异常的作用。

最近 Held 和 Kang(1987)^[9]的研究表明,除去热带地区的散度外,副热带地区的辐合对强迫热带以外地区的环流异常也起到了重要的作用;Sardeshmukh 和 Hoskins(1988)^[7]指出,中纬度地区散度场的强迫可以改变副热带地区异常中心的位置而使其与热带和赤道地区的散度异常基本上同经度;Qin 和 Robinson(1993)^[10]的斜压和正压模式研究更加清楚地说明了热带和赤道地区的非绝热加热不仅能在热带和赤道地区直接产生散度场来强迫大气环流异常,而且在热带以外地区也产生了很强的散度场,从而间接地对大气环流进行强迫。这些研究均表明,热带以外地区的散度场对强迫大气环流异常也是很重要的,要弄清大气环流异常型的维持机制,必须同时考虑到热带和中纬度地区的强迫

* 初稿时间:1995 年 1 月 25 日;修改稿时间:1995 年 5 月 22 日。

资助课题:国家重大项目《气候动力学和气候预测理论》。

** 现在工作单位:国家气候中心。

作用。另外,许多研究表明瞬变波(包括高频和低频波)也是维持定常流及其异常的重要强迫力(Holopainen 和 Oort1981^[11],Valdes 和 Hoskins1989^[12],Lau 和 Nath1991^[13])。但是,以前的正压模式研究很少有人将散度场和瞬变波的作用同时考虑进去。

考虑到上述的工作,本文将以 1982/1983 年 12—2 月为个例,研究实际大气中散度场和瞬变的涡度通量的异常在维持大尺度大气环流异常中的作用。

2 正压模式

正压模式已被证明是阐明大气环流维持和异常机制的非常有用的工具(Simmons1982^[4],Branstator1985^[5],Sardeshmukh 和 Hoskins1988^[7],Lau 和 Peng1992^[8])。这里选择了一个非线性的正压涡度方程模式来研究 1982/1983 年大气环流异常结构的维持机制,模式采用三角形截断到 21 波,即 T21,其基本方程的形式为:

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{\vec{V}} \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) = - \nabla \cdot \bar{\vec{V}}_x (\bar{\zeta} + f) - \nabla \cdot (\bar{\vec{V}} \bar{\zeta}) - \gamma \bar{\zeta} - \kappa \nabla^2 \bar{\zeta} \tag{1}$$

这里 $\bar{\zeta}$ 为相对涡度, $\bar{\vec{V}}_\phi$ 和 $\bar{\vec{V}}_x$ 分别为旋转和辐散风, f 为 Coriolis 参数。保留 $\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t}$ 是为了在模式积分过程中达到一个定常的状态。在模式中小尺度的耗散用 Rayleigh 摩擦来代表,取摩擦系数 $\gamma = 1/10 \text{ d}^{-1}$,为了防止能量在谱截断后的小尺度谱区累积,模式中包括了一个四次的扩散项,取四次扩散系数为 $\kappa = 0.22335 \times 10^{17} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$ 。模式的初始场为气候平均的 12—2 月 200hPa 纬向平均流,模式积分 60d 后便基本达到了准定常状态,因而后面的结果都是模式积分 60d 后的环流分布。

3 1982/1983 年 12—2 月涡度源异常的诊断分析

上节式(1)中右边的前两项为对流层上层大气环流的强迫源,它们分别代表辐散风和瞬变的涡度通量的强迫作用,可以表示为

$$S = - \nabla \cdot \bar{\vec{V}}_x (\bar{\zeta} + f) - \nabla \cdot (\bar{\vec{V}} \bar{\zeta}) \tag{2}$$

一般称 S 为涡度源。本节用 ECMWF1980—1988 年 200hPa 的风场资料对涡度源的各分量进行分析。为简单起见,这里用 Kang 和 Held(1986)^[14]及 Held 和 Kang(1987)^[9]的方法来诊断气候平均的瞬变涡度通量的强迫项 $-\nabla \cdot (\bar{\vec{V}} \bar{\zeta})$,即把这一瞬变的强迫项作为涡度方程式(1)的余项来求,考虑到在对流层上层摩擦项已很小,所以可得:

$$-\nabla \cdot (\bar{\vec{V}} \bar{\zeta}) = \nabla \cdot \bar{\vec{V}} (\bar{\zeta} + f) \tag{3}$$

其中 $\bar{\vec{V}} = \bar{\vec{V}}_\phi + \bar{\vec{V}}_x$ 。根据 Kang 和 Held(1986)^[14]及 Held 和 Kang(1987)^[9]的研究,用式(3)计算瞬变涡度通量的辐合是可行的,至少在分布形式和量级上与直接计算的结果相差不大。

图 1a 为辐散风产生的涡度源的异常,其主要特征是位于中纬度北太平洋上的正涡度源异常、中纬度东亚和中纬度东太平洋上空的负涡度源异常。南半球涡度源异常的分布与北半球有反对称的趋势,在新西兰东侧的南太平洋为负的涡度源异常,而在澳大利亚西南的印度洋及中部南太平洋上则为正的涡度源异常。图 1b 为瞬变的涡度通量辐合的异常,

比较图 1a 与图 1b 可以看出,瞬变的涡度通量辐合的异常与由辐散风所产生的涡度源异常在一些主要的大值区如中纬度北太平洋、东北太平洋、中纬度东亚、副热带和中纬度北美及西大西洋、北大西洋等地区有相互抵消的趋势,但这种抵消又不是完全的,在不同地区没有固定的比例.还应指出,瞬变涡度通量的异常只抵消了辐散风所产生的涡度源异常的一小部分,因而前者作为强迫源的作用仍明显大于后者,尽管两者对于准定常环流的维持都重要。

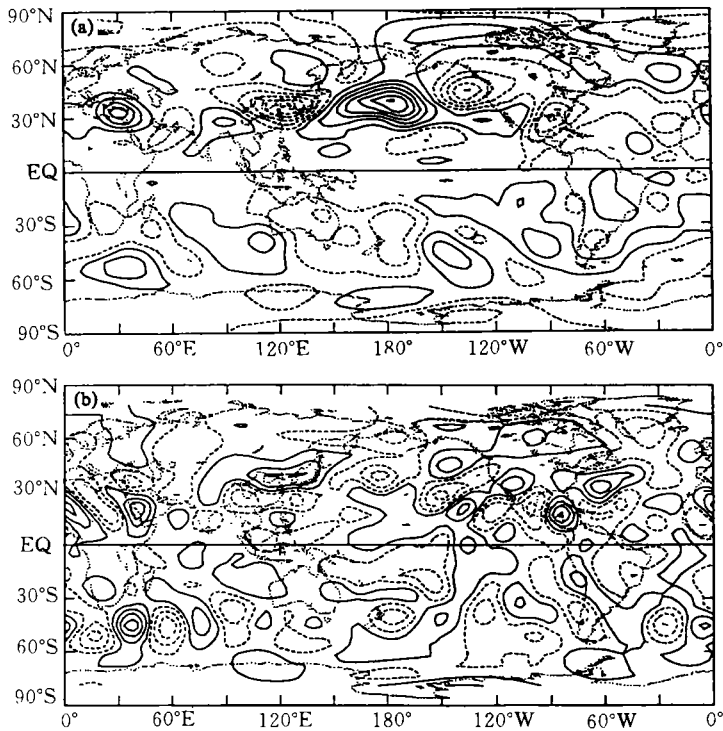


图 1 1982/1983 年 12—2 月 200hPa 的涡度源异常
(a. 由辐散风产生的涡度源异常;b. 瞬变的涡度通量辐合的异常。等值线间隔为 $0.5 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$,正、负值的起始线分别为 $\pm 0.2 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 线,虚线为负值)

4 全球的涡度源异常对定常波异常的作用

本节采用上述的正压模式来研究 1982/1983 年 12—2 月对流层上层定常波异常的维持机制.图 2 给出了观测到的 1982/1983 年 12—2 月 200hPa 的定常波流函数异常,其主要特征为位于热带东太平洋上的关于赤道对称的两个强的反气旋环流异常中心,而在西太平洋及大西洋上有相似但相对较弱的两个气旋性环流异常系统,在东北太平洋和北美地区,环流异常有点相似于所谓的 PNA 流型。

为了理解这一异常环流形势的维持机制,使用正压模式进行了如下的数值试验,首先进行的是气候平均定常波模拟试验,即以气候平均的 12—2 月纬向平均流为基本流、以气候平均 12—2 月的总涡度源做为强迫力进行数值试验(对照数值试验),所得结果与观

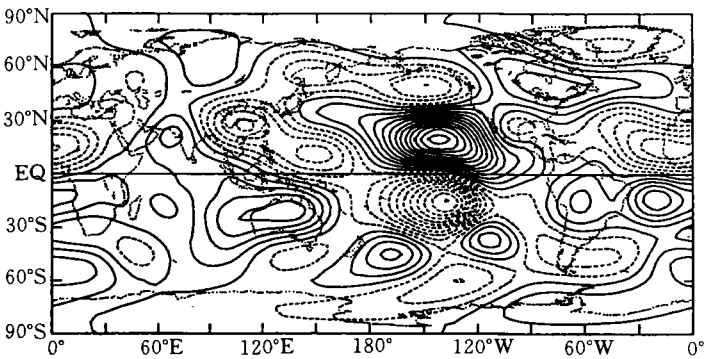


图 2 1982/1983 年 12—2 月 200hPa 定常波流函数异常的观测特征
(等值线间隔为 $0.2 \times 10^7 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 虚线为负值)

测到的气候平均定常波结构非常一致。然后又以 1982/1983 年 12—2 月 200hPa 的纬向平均流为基本流,以这一时期的涡度源作为强迫进行数值试验,两个数值试验所得定常波流函数的差即为定常波流函数的异常。

图 3a 为仅用 1982/1983 年 12—2 月辐散风作为强迫所得到的定常波流函数异常。与观测到的定常波流函数异常完全不同,在中高纬度很强,而在低纬度则较弱。由此可见,仅有散度场的异常产生不了观测到的流函数异常结构。图 3b 为仅用 1982/1983 年 12—2 月瞬变的涡度通量的辐合作为强迫所产生的定常波流函数异常,与观测到的定常波流函数异常也几乎是完全不同,也是中高纬响应太强,而低纬度则较弱。这说明仅有瞬变的涡度通量辐合的异常也解释不了观测到的定常波流函数异常结构。比较对辐散风和对瞬变的涡度通量的响应可以发现,两者在大多数地方是相互抵消的。图 3c 为用辐散风和瞬变的涡度通量两者作为强迫所得的定常波流函数异常,与观测结果(图 2)非常相似,异常中心的位置和强度的模拟结果都有很大的改善。与观测结果的主要差别表现在高纬度异常中心的强度偏强,东北太平洋上的低中心有些偏西。这里的数值试验结果说明,1982/1983 年大气环流异常是在辐散风异常和瞬变的涡度通量的异常两种强迫力的共同作用下维持的。

5 不同地区涡度源异常的作用

上一节说明了全球性的涡度源异常是如何维持所观测到的环流异常的,这一节将给出太平洋不同地区的涡度源异常是如何强迫定常波异常的。

在 1982/1983 El Niño 年,热带和赤道东太平洋上的海温升高,引起那里的积云对流异常,从而产生了辐散风的异常,于是我们在东太平洋选择了一个 $20^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}, 180^{\circ} - 120^{\circ}\text{W}$ 的矩形区域做了如下两类数值试验。第一类数值试验,将这一地区的散度场设定为 1982/1983 年 12—2 月的散度场,别的地区为气候平均的散度场,而瞬变的涡度通量的辐合在全球都取为气候平均值,基本流为气候平均的纬向平均流。这一数值试验所得到的定常波流函数异常由图 4a 给出,试验结果与实际观测到的 1982/1983 年环流异常(图 2)

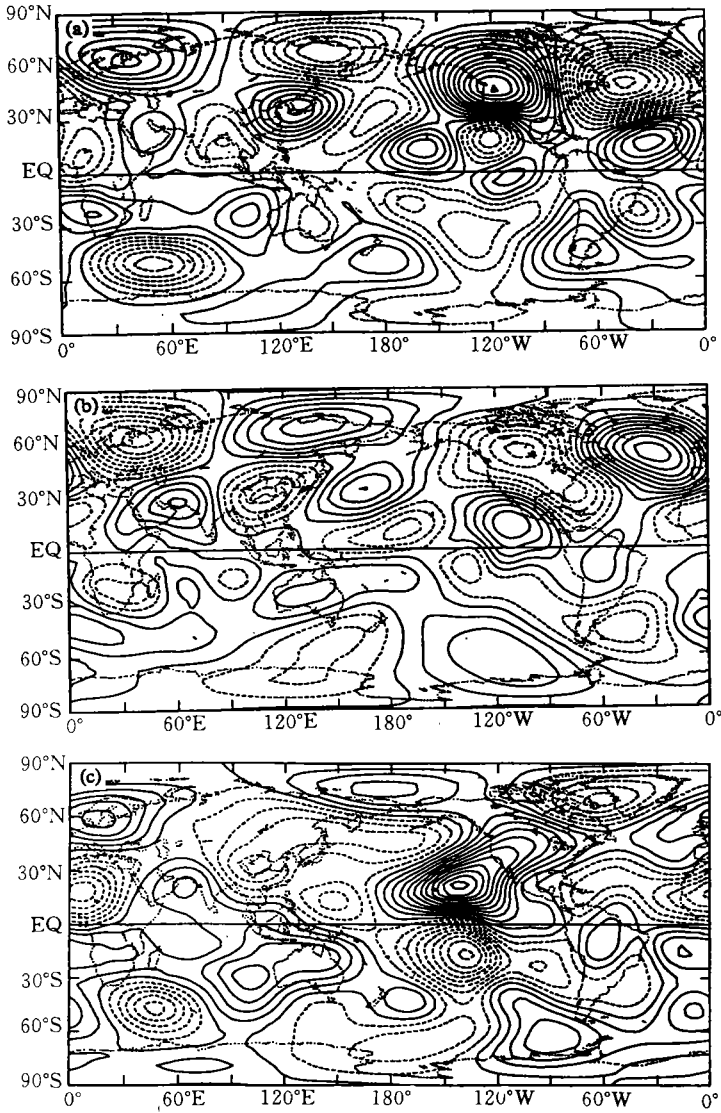


图 3 正压模式模拟出的 1982/1983 年 12—2 月 200hPa 定常波流函数异常
(a. 只有辐散风的异常作为强迫; b. 只有瞬变涡度通量辐合的异常作为强迫;
c. 辐散风异常和瞬变的涡度通量辐合的异常同时作为强迫。
等值线间隔为 $0.2 \times 10^7 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 虚线为负值)

相差甚大。第二类数值试验是在上述区域内将瞬变的涡度通量的辐合也设定为 1982/1983 年 12—2 月的值,而其它条件与第一类试验完全相同,所得结果由图 4b 给出。在太平洋北美地区,特别是在太平洋南美地区与观测环流有相似之处,但在副热带地区的异常却比实际观测弱得多,说明这一地区的涡度源异常(包括辐散风和瞬变的涡度通量的异常)对强迫 1982/1983 年大气环流异常起到了重要的作用(但不是唯一的强迫源)。

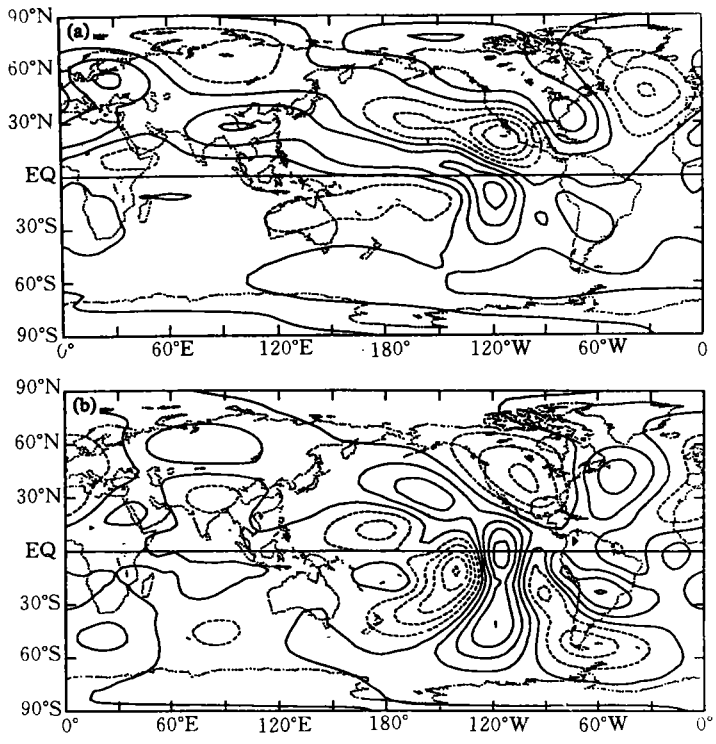


图 4 热带和赤道东太平洋 20°S—20°N 和 120°W—180°的矩形区域内的
涡度源异常强迫出的 1982/1983 年 12—2 月 200hPa 定常波流函数异常
(a. 仅有辐散风异常作为强迫; b. 辐散风异常和瞬变的涡度通量耦合的
异常同时强迫。等值线间隔为 $0.2 \times 10^7 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 虚线为负值)

另外两个试验是针对中纬度北太平洋上的散度异常大值中心,即 20—50°N,150°E—180°—150°W 的区域。由涡度源异常(图 1)可知,这一区域的涡度源异常强度最强范围最大,它的作用是值得研究的。针对这一区域,我们也进行了如同热带和赤道东太平洋上的第一类和第二类数值试验,如图 5a 是第一类数值试验所得的定常波流函数异常,它在太平洋北美地区与观测到的环流异常有一定的一致性,但异常中心的位置却有很大偏差,表现为热带地区的反气旋性环流中心偏南,东北太平洋上的负的流函数异常中心偏西偏南,中高纬度的异常中心强度偏强。对这一区域第二类数值试验所得定常波流函数异常如图 5b 所示,各异常中心的位置没有多大改变,中高纬度异常中心的强度则有很大的减弱,使模拟出的结果更接近于实际的环流异常。从这里也可以看出,瞬变的涡度通量耦合的异常有抵消或耗散辐散风所产生的涡度源异常的趋势,它对正确模拟出真实的环流异常形势是重要的。由这两个试验还可知,中纬度北太平洋上的涡度源异常对形成太平洋/北美地区的环流异常也是重要的。

由上面的讨论可知,单独的热带东太平洋上的涡度源异常或中纬度北太平洋上的涡度源异常都不能产生与实际环流异常非常一致的环流结构。因此,为了进一步探讨太平洋

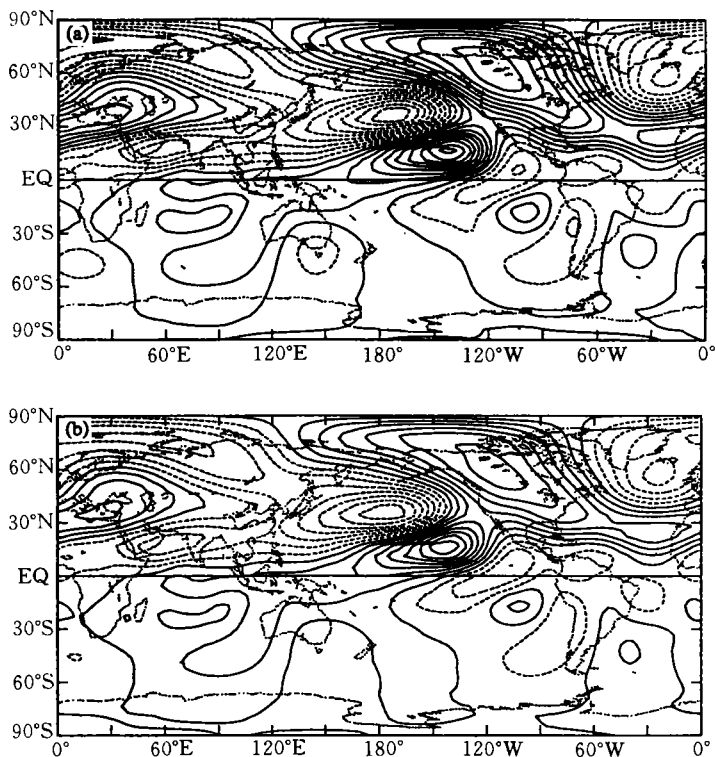


图5 同图4,但强迫为以中纬度北太平洋上 $20^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 和 $150^{\circ}\text{E--}180^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{W}$ 的矩形区域内的涡度源异常

北美地区环流异常的成因,又设计了两个试验,即将上述中纬度太平洋及热带和赤道中东太平洋合在一起,形成一个 $20^{\circ}\text{S--}50^{\circ}\text{N}$ 、 $150^{\circ}\text{E--}180^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{W}$ 的矩形区域,在这一区域内,我们重复作了上面的第一类和第二类数值试验。第一类数值试验所得到的环流异常形势由图 6a 给出,虽然在太平洋/北美地区有与观测到的环流异常中心相对应的正负中心,但位置和强度都相差太大,可以说与观测结果不相似。第二类数值试验所得到的定常波流函数异常由图 6b 给出,可以看出,位于热带中东太平洋上的反气旋性环流异常中心已被较正确地模拟出来,只是强度有些弱,热带西太平洋上的与赤道对称的气旋性异常中心也被模拟出来,但在中高纬度与观测结果仍有较大差别。这些结果说明,第一,热带和赤道东太平洋上的涡度源异常及中纬度北太平洋地区的涡度源异常都对 1982/1983 年太平洋/北美地区的大气环流异常起到了重要作用,特别是对强迫最能代表 1982/1983 年大气环流异常特征的位于副热带中东太平洋关于赤道对称的两个反气旋性环流异常中心的位置和强度,两者的作用缺一不可;第二,不考虑瞬变的涡度通量辐合的异常,就得不到正确的环流异常中心的位置和强度。

6 小 结

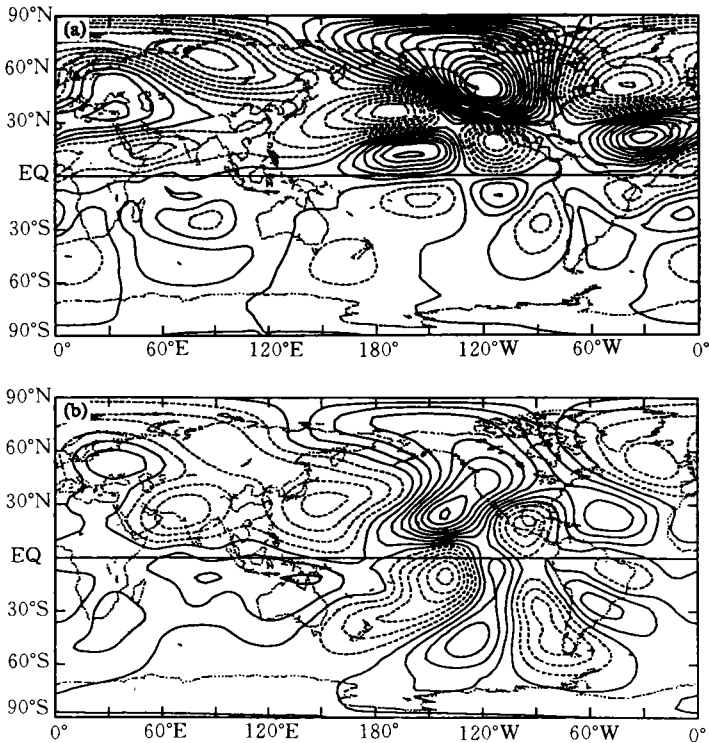


图 6 同图 4,但强迫为以太平洋上 20°S—50°N 和 150°E—180°—120°W 的矩形区域内的涡度源异常

本文针对 1982/1983 年 12—2 月的大气环流异常情况,诊断分析了这一时期全球涡度源异常的分布特征,并用正压模式模拟了涡度源异常对定常波环流异常的强迫作用,以揭示对流层上层大气环流年际异常的维持机制。结果表明:

- (1) 瞬变的涡度通量辐合的异常趋于抵消或耗散辐散风产生的涡度源异常。
 - (2) 辐散风的异常和瞬变的涡度通量辐合的异常均不能单独强迫出与观测到的环流异常相似的环流异常形势,只有同时考虑这两种强迫力的异常才能强迫出正确的环流异常结构。
 - (3) 对 1982/1983 年 12—2 月的情况,热带和赤道东太平洋上的涡度源异常及中纬度北太平洋地区的涡度源异常都对强迫 1982/1983 年太平洋/北美地区的大气环流异常起到了重要作用,特别是对强迫最能代表 1982/1983 年大气环流异常特征的位于副热带中东太平洋关于赤道对称的两个反气旋环流异常中心的位置和强度,两者缺一不可。
- 这里的结论说明了为什么许多 El Niño 年的 PNA 流型并没有表现为从热带地区向中高纬传播的二维 Rossby 波频散结构。实际上,不仅热带和赤道东太平洋地区的涡度源异常,而且中纬度北太平洋上的涡度源异常在决定这个 PNA 流型中也起到了重要作用。这还解释了为什么位于副热带中东太平洋上的关于赤道对称的两个反气旋异常中心是与那里的积云对流加热基本上同经度,这主要是由于中纬度北太平洋上的涡度源异常所强

迫出的位于副热带中东太平洋上的强反气旋性异常中心所致。

参考文献

- [1] Wallace J M and Gutzler D S. Teleconnection patterns in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 758—812.
- [2] Hoskins B J and Karoly D. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 1179—1196.
- [3] Horel J D and Wallace J M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 813—829.
- [4] Simmona A J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. *Quart J Roy Meter Soc*, 1982, 108: 503—534.
- [5] Branstator G. Analysis of general circulation model sea-surface temperature anomaly simulations using a linear model. Part 1: Forced solutions. *J Atmos Sci*, 1985, 42: 2225—2241.
- [6] Haarsma R J and Opsteegh J D. Nonlinear response to anomalous tropical forcing. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 3240—3255.
- [7] Sardeshmukh P D and Hoskins B J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1228—1251.
- [8] Lau K M and Peng L. Dynamics of atmospheric teleconnections during the Northern Summer. *J Climate*, 1992, 5: 140—158.
- [9] Held I M and Kang I S. Barotropic models of the extratropical response to El Nino. *J Atmos Sci*, 1987, 44: 3576—3586.
- [10] Qin J C and Robinson W A. On the Rossby wave source and steady linear response to tropical forcing. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 1819—1823.
- [11] Holopainen E O and Oort A H. On the role of large-scale transient eddies in the time-mean atmospheric flow. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 270—280.
- [12] Valdes P J and Hoskins B J. Linear stationary wave simulations of the time-mean climatological flow. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 2509—2527.
- [13] Lau N C and Nath M J. Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 2589—2631.
- [14] Kang I S and Held I M. Linear and nonlinear diagnostic models of stationary eddies in the upper troposphere during Northern Summer. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 3045—3057.

THE FORCING OF ANOMALOUS DIVERGENT WIND AND TRANSIENT VORTICITY FLUXES TO THE ANOMALY OF STATIONARY WAVES

Geng Quanzhen Huang Ronghui

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing, 100080)

Abstract

The forcings of anomalous divergent wind and transient vorticity fluxes to the anomaly of stationary waves of DJF 1982/1983 are studied. The results show that the anomaly of the transient vorticity flux convergence tends to cancel or dissipate the anomaly of the vorticity sources generated by divergent wind. The stationary wave anomalies are maintained by both of these forcings. It is also found that, for the DJF 1982/1983 case, both of the vorticity source anomaly over tropical and equatorial eastern Pacific and that over midlatitude north Pacific are important to maintain the atmospheric circulation anomaly over Pacific/North America region.

Key words: Divergent wind, Transient vorticity flux, Stationary wave, Anomaly, Forcing.