

平流层极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的时空联系^{* 1}

任荣彩 向纯怡

REN Rongcai XIANG Chunyi

中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京, 100029

State Key Lab of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2008-08-14 收稿, 2009-03-20 改回.

Ren Rongcai, Xiang Chunyi. 2010. Temporal and spatial connections of the stratospheric polar vortex oscillation to the ENSO tropical SST anomalies. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):285-295

Abstract Using the polar vortex oscillation (PVO) index established in an isentropic Potential-Vorticity coordinate and based on the NCEP/NCAR reanalysis data and the weekly NOAA-OISST-V2 SST data, the temporal and spatial connections of the stratospheric PVO to the ENSO tropical SST over monthly timescale are investigated through the correlation, regression and composite analyses. It is found that the significant connections exist mainly at the inter-annual timescale of about 3–5 year, representing the relationships between the inter-annual PVO trend and the ENSO SST anomalies. Firstly, the temporal connections between the two phenomena are not contemporary as expected, but rather that the maximum negative correlation occurs when the ENSO tropical SST anomalies lead the PVO for 9–11 months. Warmer (colder) ENSO SST anomalies tend to be followed by a negative (positive) inter-annual trend of PVO, or a weaker (stronger) polar vortex. The composite and statistical results further verify that there tend to be more and stronger negative PVO events followed in the case of a warmer ENSO SST event occurred in the previous period, and vice versa. The warmer ENSO SST may also favor a higher frequency of PVO events than colder SST regardless of positive or negative PVO events.

Further, it is found that, following the significant responses in the tropical troposphere and stratosphere to the warmer ENSO SST, there exist a series of simultaneous poleward and downward propagations of temperature anomalies from the tropics to the polar region, which are coincidentally related with the PVO anomalies 9–11 months later. This may suggest that, as in the intra-seasonal variations of the PVO, the inter-annual variation of PVO associated with leading ENSO SST anomalies might also be accompanied with the inter-annual variations of the global mass circulation. This linkage of the tropical SST to the extra-tropical PVO trend implies basically new opportunities for the extended climate prediction.

Key words Polar vortex oscillation, Inter-annual trend, ENSO tropical SST, Temporal and spatial connection

摘 要 利用一个在等熵位涡坐标下建立的平流层极涡振荡(Polar Vortex Oscillation)指数,以及 NCEP/NCAR 再分析资料和 NOAA-OISST-V2 逐周海温资料,研究了月尺度以上热带海温异常与平流层极涡振荡的时间和空间联系,通过相关、回归以及合成分析发现,两者的显著联系主要发生在 3—5 年的年际时间尺度上,表现为 ENSO 型海温异常与极涡振荡年际趋势之间的时空关联。首先,两者的关系并不表现在同期相关上,而是当 ENSO 海温异常超前极涡振荡年际异常 9—11 个月时,两者具有最大的负相关关系。当前期热带海温变暖(冷)时,9—11 个月后期极涡振荡的年际趋势为负(正)的异常,即极涡偏弱(强)或负(正)振荡事件为主。统计合成结果进一步证实,前期热带 ENSO 海温暖事件背景下,后期极涡振荡负事件的发生比正事件更多,强度更强,持续时间也 longer,反之亦然;另外,前期热带 ENSO 暖海温背景下,极涡正、负振荡事件的发生均更频繁。

* 资助课题:973 项目(2006CB403607)、中国科学院重要方向项目(KZCX2-YW-Q11-01)和国家自然科学基金项目(40523001)。

作者简介:任荣彩,从事冬季平流层大气环流演变机理研究。Email:rrc@mail.iap.ac.cn

研究连接热带 ENSO 海温异常与平流层极涡振荡的过程发现,热带海温异常不仅可在热带地区引起大气温度的异常响应,而且可以引发从平流层热带到极区的一系列温度异常同时向下和向极区的传播过程,并与 9—11 个月以后发生在极区的极涡振荡异常相联系。表明与热带海温异常相联系的极涡振荡年际异常,可能在与季节尺度极涡振荡中类似的全球质量环流的异常变化。

关键词 极涡振荡, 年际异常, ENSO 热带海温, 时空联系

中图法分类号 P435+.2

1 引言

极涡是两个半球高纬主要的大气活动中心,极涡的振荡以北半球的冬季最为显著。北半球极涡振荡是与北极涛动(AO),北大西洋涛动(NAO)以及北半球环状模(NAM)相联系的极涡强度或位置的振荡过程。极涡的振荡在经向上表现为极区和低纬度之间物理量异常场的反位相关系,在垂直方向上表现为纬向风场及高度场上深厚的准正压结构(Thompson, et al, 1998)。平流层高层的极涡振荡信号提前于平流层低层和对流层的振荡信号,有自上而下的传播趋势(Kodera, et al, 1990; Baldwin, et al, 1999; Cai, et al, 2007; Ren, et al, 2007),因此,平流层极涡振荡对于对流层的气候异常有一定指示意义(Ren, et al, 2007; Baldwin, et al, 2001, Cai, 2003, 任荣彩等, 2007)。研究平流层极涡振荡的机理是近一、二十年来国际国内越来越关注的问题之一。反过来,平流层极涡振荡除了受平流层辐射效应等因素的影响外(胡永云等, 2008),也受到对流层-平流层动力耦合过程的影响。具体地,受对流层上传行星波拖曳作用的影响,在中纬度可形成动力“气泵(Pump)”,“气泵”的动力抽吸作用引起赤道上空暖空气上升,有利于深对流向上穿透对流层顶到达平流层;同时在极区使空气产生下沉,下沉引起的绝热增暖作用可有利于极涡发生振荡,有时可造成平流层爆发性增温(SSW)事件发生(Holton, et al, 1995)。Manney 等(1994)利用英国最新的空间气象卫星资料 and 同化系统,证实了冬季平流层上层的空气是向极地运动的,并在平流层中层极涡的边缘处下沉。Cai 等(2007)研究极涡振荡的异常特征,发现伴随极涡振荡,平流层存在由赤道向极区的环流异常信号的经向传播,同时存在有从平流层高层向低层的向下传播。正(负)异常信号从赤道传播到极区约需 40—70 天的时间,对应极涡振荡的季节尺度周期约为 90—130 天。Cai 等(2007)的研究还

发现,对流层的环流异常信号则由极区向赤道传播;并指出这种平流层-对流层耦合的经向和垂直传播,是与全球质量环流强度的季节内变化相联系的,极涡的减弱崩溃(加强)对应质量环流的加强(减弱)。这种热带与热带外地区环流的经向耦合和经向传播特征,已经将平流层的极涡振荡与热带地区的环流异常联系了起来。

ENSO 作为最主要的热带海气过程,是热带环流异常的重要强迫因子。近年来,已经有研究表明,热带 ENSO 与北半球冬季热带外地区环流振荡之间可能存在联系。Manzini 等(2006)从 ERA-40 资料和 MAECHAM5 模式模拟的结果发现,热带外环流对暖 ENSO 事件的响应,是会增加准定常行星波从对流层向平流层的垂直传播,从而造成极涡强度的减弱。Taguchi 等(2006)用该模式模拟的结果也说明,在 El Niño 发生的背景下,冬季极涡强度偏弱,SSW 事件出现的概率约是 La Niña 背景下的两倍。然而,也有研究在试图分离 ENSO 的效应与平流层准两年振荡(QBO)的效应时发现,ENSO 和热带外环流振荡之间的关系似乎并不显著(Van Loon, et al, 1987)。Angell(1991)基于观测资料,分析了极涡面积与热带海表温度之间的关系,发现 300 hPa 极涡面积的变化与赤道东太平洋海表面温度存在滞后 3 个季度的最大相关。Chen 等(2003)运用 NCEP 季节平均资料,发现平流层波动通量强度的年际振荡和热带 SST 存在滞后 9 个月的相关关系。然而,平流层极涡振荡过程与热带 ENSO 及其海温异常之间到底存在怎样的时间和空间联系呢?由于其中的许多物理过程还不十分清楚,目前尚无明确和一致的结论。本文利用一个已经证明可有效表征平流层极涡振荡的极涡振荡指数(Ren, et al, 2006),关注平流层极涡振荡的年际尺度异常与热带 ENSO 及其海温异常的时间和空间联系;并将试图探讨热带 ENSO 海温异常影响热带外地区极涡振荡的动力和热力过程。

2 资料和方法

2.1 资料

本文研究所基于的极涡振荡(PVO,)指数,来自 Ren 等(2006)在等熵-位涡纬度(θ -PVLAT)坐标中得到的北半球逐日位涡异常的 EOF 主导模时间系数(图 1),该主导模所解释的方差占了整个北半球位涡异常方差的 69%,代表了与极涡强度振荡相联系的北半球冬季环流的主导振荡特征。PVO 指数的正负位相分别反应了极涡的加强和减弱(或崩溃及平流层爆发性增温 SSW 事件),时间范围从 1979 年 1 月到 2007 年 12 月。由于位温和位势涡度的守恒性, θ -PVLAT 坐标相当于一个半拉格朗日坐标,因而自然滤去了天气尺度的平流过程,用该 PVO 指数所表征的平流层极涡振荡时间演变廓线非常平滑,同时却有效地表示出了每年只在冬季发生的极涡振荡事件(Ren, et al, 2006)。正是利用该 PVO 指数,前期的研究揭示出了平流层环流振荡的一系列经向和垂直耦合的新事实,并指出了极涡及平流层环流振荡与全球质量环流季节尺度变化的内在联系。本文关注极涡振荡在年际时间尺度上的变化与 ENSO 热带海温异常的联系,因此采用了月平均后的 PVO 指数。

所用的月平均海温资料来自逐周的 NOAA-OISST-V2 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点资料的平均;物理量场包括温度和纬向风等来自月平均的 NCEP/NCAR 第 2 套逐日再分析资料(Kistler, et al, 2000),在垂直方向从 1000 hPa 到 10 hPa 共 17 层,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。对上述这些资料使用的时间范围为

1982 年 1 月至 2007 年 12 月。

2.2 方法

为了得到热带海温时空演变的主导信息,我们首先从原始的海温场中去除了多年平均的逐月气候态,得到逐月的海温距平场,然后对热带(30°S — 30°N)海温距平场进行 EOF 分解,用所得到的主导模的时间系数代表热带海温的时间变化,并称之为热带海温指数。类似地,文中所用到的各种物理量场,均为相对于年循环气候态的距平或异常场。研究中所采用的方法包括,交叉谱分析,滤波分析,线性相关分析以及合成分析等方法。

3 极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的时间联系

3.1 极涡振荡的年际变化

以前的研究表明,极涡振荡事件主要发生在冬季,其主导振荡周期为 3—4 个月(Cai, et al, 2007; Ren, et al, 2006, 2007),而与 ENSO 循环相联系的热带海温的变化周期应为年际尺度,那么,这两个具有不同主振荡周期的现象有怎样的关联呢?实际上,Cai 等(2007)在对 PVO 指数进行谱分析时已经发现,PVO 指数除了具有 108、154 和 270 d 分别代表正负事件主振荡周期和季节转换 3 个周期外,还具有一个准 3 a 的年际振荡周期谱峰值。图 1 中的粗廓线给出了 1982—2007 年月平均 PVO 指数的逐月分布,我们对此月平均 PVO 指数进行谱分析也发现,极涡振荡除了具有 3.5、5.0 和 8.4 个月 3 个季节尺度显著振荡周期外,也呈现一个 31 个月左右的年际显著振荡周期(图 2),该年际周期的存在

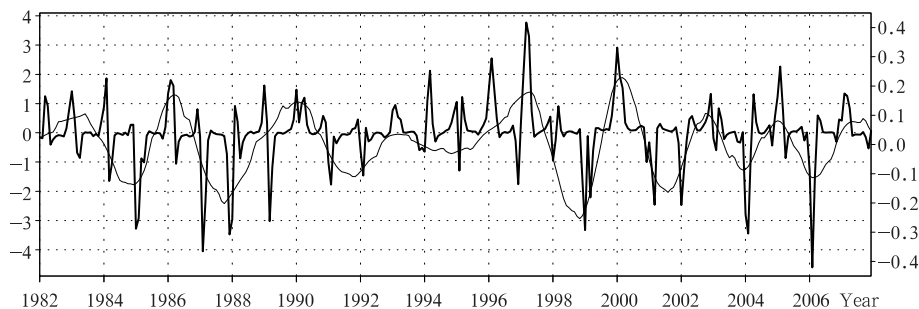


图 1 1982—2007 年月平均 PVO 指数(粗线,左侧纵坐标)和 3—5 a 带通滤波的 PVO 指数(细线,右侧纵坐标)分布

Fig. 1 Monthly (thick, left ordinate) and the 3—5 year band pass-filtered monthly PVO indexes (thin, right ordinate) from 1982 to 2007

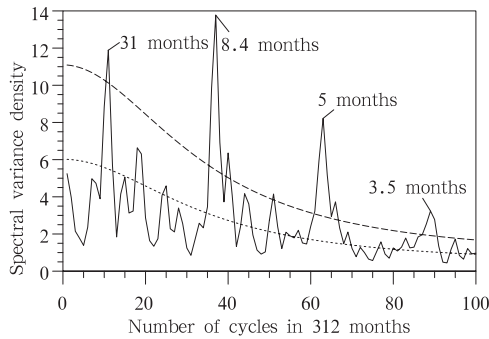


图2 月平均 PVO 指数的方差谱密度 (实线), Markov 红噪声 (短虚线) 和 90% 置信上限 (长虚线) 分布
 Fig. 2 Normalized spectral variance density (solid line), Markov red noise (short dashed line) and the 90% confidence limit (long dashed line) vs. the number of cycles for the monthly PVO index in Fig. 1

反映了极涡振荡所具有的年际变化特征,也是可能与热带 ENSO 发生关联的主要变化周期。

3.2 热带 ENSO 海温模态的时空特征

对热带地区 (30°S—30°N) 月平均海温距平做

EOF 分析,不难发现所得到的第一模态空间型(图 3a)即为典型的 ENSO 海温分布型,其中以赤道中东太平洋的暖(冷)海温与热带西太平洋的冷(暖)海温为主要配置特征,热带印度洋和热带大西洋呈现相对弱得多的海温变率,其中整个印度洋的海温距平与中东太平洋海温变化一致,热带大西洋的赤道南北两侧则呈现反位相特征。需要指出的是,图 3a 不是原始的 EOF 空间型,而是由图 3b 中的时间系数线性回归的海温距平分布,后者应与前者具有相同的空间分布特征,但更为真实地反映了该模态所代表的海温变率的大小。图 3a 中显示该模态所代表的中东太平洋的最大海温距平变率约为 1.4 K。由图 3b 中时间系数(细廓线)的分布可见,尽管该模态的时间演变依然表现为多时间尺度特征,但不难看出其主导变化表现为年际尺度的振荡周期。对该模态时间系数的谱分析结果(图略)也显示,其主导振荡周期为 2—6 年。在以后的分析中,我们称图 3 所给出的海温距平变化模态为热带 ENSO 海温模态,将其时间系数称为热带海温指数。

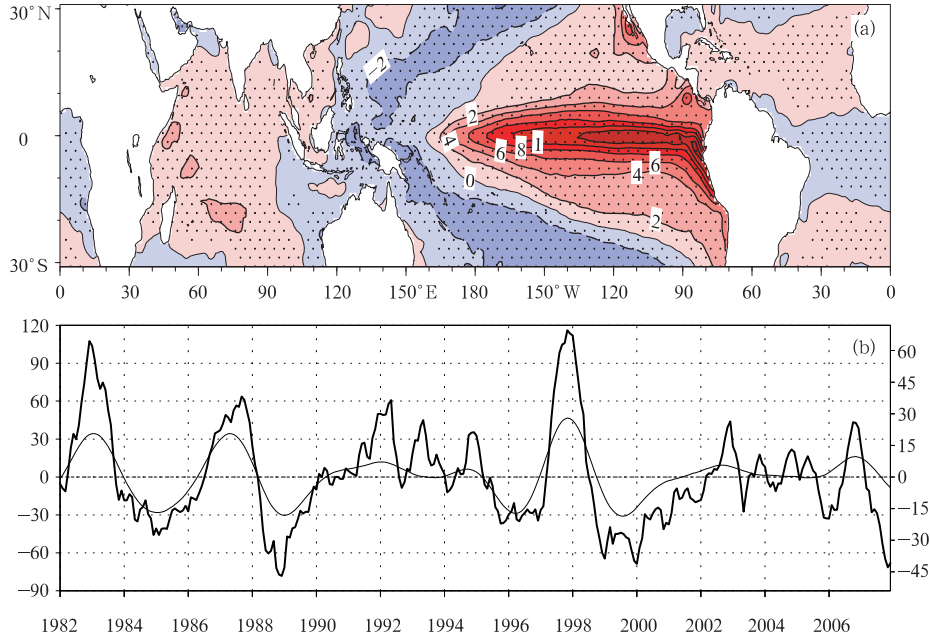


图3 1982—2007 年月平均热带海温距平 EOF 第 1 模态空间型(a)和时间系数(b)的分布 (其中图 a 中点区表示通过 95% 信度检验;图 b 中粗廓线为原始时间系数,

细廓线为 3—5 带通滤波后的时间系数,量值分别由图 b 中左侧纵坐标和右侧纵坐标标出)

Fig. 3 The first EOF spatial pattern (a) and the timeseries of the monthly tropical SST anomalies from 1982 to 2007 (b). The areas with the test passed at the 95% confidence level are dotted; The thick and thin curves in Fig. 3b represent the original (left ordinate) and the 3—5 year bandpass-filtered (right ordinate) timeseries, respectively

3.3 极涡振荡与热带海温指数的时间联系

为了表示极涡振荡与热带海温指数之间相关联的时间尺度及相关程度,图 4 给出了热带海温指数与 PVO 指数的交叉凝聚谱分布,用于表示两个时间序列在不同波段上的相关程度。由图可见,两个指数在 3 个月以上的低频振荡波段呈现唯一的一个显著交叉凝聚谱峰值,最大凝聚谱值达 0.88,显著谱值所对应的时间尺度约为 3—5 年。表明 PVO 指数与热带海温指数在 3—5 年的时间周期上具有显著的相关关系。据此对两个指数进行了时间尺度分离,图 1 以及图 3b 中的粗廓线已经分别给出了 3—5 年周期的带通滤波的指数分布。滤波后的指数突出了年际特征,滤掉了季节尺度和 5 年以上时间尺度的信息。需要指出的是,滤波后的 PVO 指数的正负不再仅表示极涡振荡的正负事件,其所代表的是极涡振荡的年际趋势,当滤波后的 PVO 指数为正时,代表该年冬季极涡平均强度偏强或以正的振荡事件为主,反之亦然。为了方便,在以后的分析中我们分别称滤波后的 PVO 指数和热带海温指数为年际 PVO 指数和年际热带海温指数。

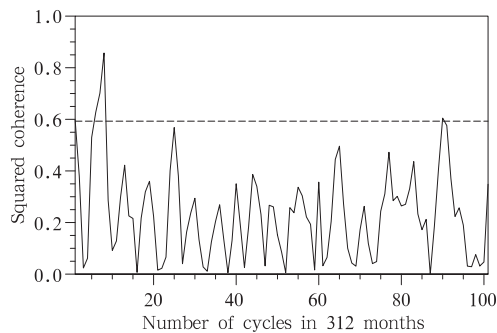


图 4 1982—2007 年月平均 PVO 指数与热带海温指数的交叉凝聚谱分布 (虚线表示 95% 置信度水平)

Fig. 4 Squared coherence between the monthly PVO index and the tropical SST index vs. number of cycles (The dashed line marks the 95% confidence level)

图 4 给出了两个指数的超前滞后相关分布,可见滤波前和滤波后两者的超前滞后相关分布相似,即当热带海温指数超前 PVO 指数近 1 年时,两者之间达到最大负相关。但滤波后两者的相关程度显著提高,当年际热带海温指数超前年际 PVO 指数约 9—11 个月时,最大负相关达 -0.63 左右。亦即,在 3—5 年时间尺度上,热带海温偏暖与 9—11

个月后的极涡振荡负趋势(极涡偏弱,负事件为主)相对应;反之,年际极涡振荡正的趋势则对应前期 9—11 个月的热带海温冷异常。需要指出的是,图 5 中显示 PVO 指数与热带海温指数的同期相关(无超前滞后)很弱,相关系数接近于 0,说明关注热带海温异常与平流层极涡振荡的关系,如果仅仅考虑两者同期的相关关系,则很难得到一致性的结果。

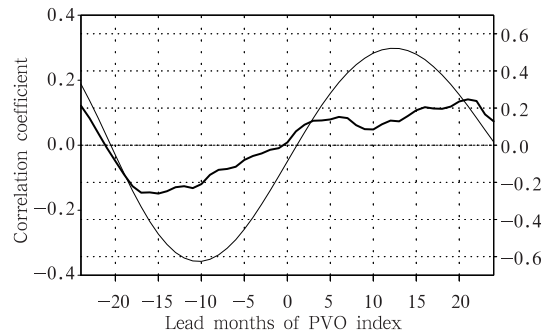


图 5 月平均 PVO 指数与热带海温指数的超前/滞后相关分布(粗线为原始指数相关,对应左边纵坐标;细线为年际指数相关,对应右边纵坐标)
Fig. 5 Lead/lag correlations between the monthly PVO index and the tropical SST index for the original (thick, left ordinate) and the inter-annual (thin, right ordinate)

那么,从逐年热带海温指数和 PVO 指数的分布来看,极涡振荡与热带 ENSO 指数之间的关系到底如何呢?图 6 为 1982—2007 年历年 PVO 指数(直方图)和超前 9—11 个月的年际热带海温指数(廓线)的逐月分布。由图 6a 中原始 PVO 指数与超前的年际热带海温指数的分布我们已经可以看到,两者有反相关的变化趋势,即前期热带海温偏暖更趋于与极涡振荡负事件主导阶段相对应。这种反相关关系在图 6b 中可以看得更清楚,尤其是在几次明显的年际热带海温冷暖事件后的 1986、1988、1990、1997、1999 和 2000 年,年际 PVO 指数(直方图)与超前 9—11 个月的年际海温指数之间的反位相变化关系最为显著。

进一步地,对历年前期热带冷、暖海温背景下极涡振荡事件发生的频率、强度以及持续时间进行的统计(表 1)可见,当前期 9—11 个月年际热带海温为暖异常背景时,极涡振荡负事件发生的次数(16 次)多于正事件(12 次),且负事件的持续时间(56 个月)更长,强度(最大强度 -4.1)也明显大于正事件

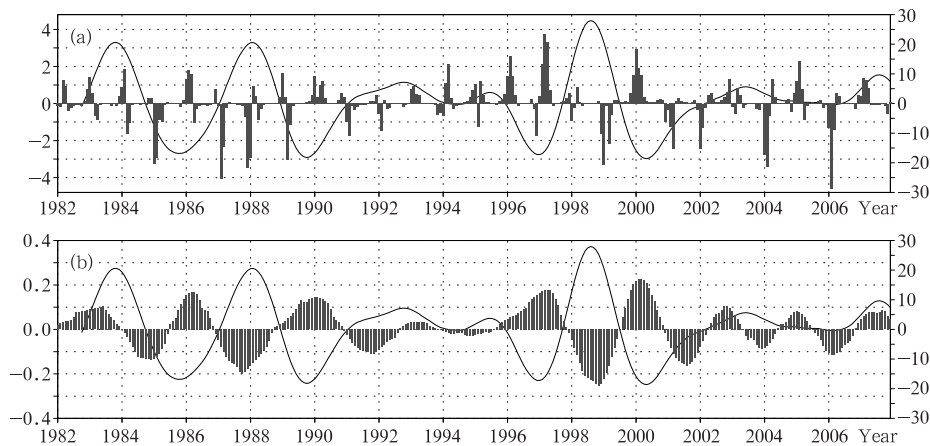


图 6 1982—2007 年逐月 PVO 指数(直方图,左侧纵坐标)及超前 9—11 个月平均的年际热带海温指数(廓线,右侧纵坐标),

(其中图 a 中直方图为原始 PVO 指数,图 b 中直方图为年际 PVO 指数)

Fig. 6 Monthly PVO index (bar, left ordinate) and the inter-annual tropical SST index leading 9–11 months (line, right ordinate) from 1982–2007. Bars in Fig. 6a and in Fig. 6b represent the original PVO index and the inter-annual PVO index, respectively

表 1 9—11 个月前暖(冷)海温异常背景下 PVO 振荡事件统计

Table 1 Statistics of PVO events following the warmer SST anomaly background 9–11 months before

事件	海温异常起止时间	PVO 负事件			PVO 正事件		
		次数	持续时间(月)	最大强度	次数	持续时间(月)	最大强度
暖 海 温 异 常	1982/12–1984/09	2	8	-1.8	2	6	1.8
	1987/02–1988/11	3	13	-4.1	1	3	1
	1991/02–1993/12	3	17	-1.7	1	6	1
	1994/12–1995/10	1	1	-1.2	2	5	1.2
	1997/10–1999/06	2	7	-3.5	1	4	0.9
	2002/02–2004/11	4	9	-3.6	4	13	1.3
	2006/08–2007/12	1	1	-0.5	1	6	1.4
合计/最大	16	56	-4.1	12	43	1.8	
冷 海 温 异 常	1984/11–1986/12	2	10	-3.4	2	6	1.8
	1988/12–1990/12	1	3	-3.1	3	14	1.6
	1995/12–1997/09	1	1	-1.6	2	11	3.7
	1999/07–2001/12	1	4	-2.7	1	20	2.9
	合计/最大	5	18	-3.4	8	51	3.7

(最大强度 1.8);类似的,当前期 9—11 个月热带海温为冷异常背景时,极涡振荡正事件发生的次数(8 次)则略多于负事件(5 次),正事件持续的时间(51 个月)明显长于负事件(18 个月),正事件最大强度(3.7)也略大于负事件(-3.4)。另外,对比暖海温背景和冷海温背景还发现,PVO 负事件在暖海温背景下发生的次数明显更多,持续时间明显更长,强度也略强;而 PVO 正事件在冷海温背景下持续时间更长,强度也更强;无论正 PVO 事件还是负 PVO 事件,在前期热带海温暖异常背景下发生的次数均

多于冷异常背景。上述统计结果表明,前期热带海温暖异常不仅更有利于后期极涡振荡负事件的发生和加强,而且还有利于极涡振荡事件发生更为频繁。

4 极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的空间联系

4.1 滞后年际热带海温异常的极涡振荡型响应

极涡振荡事件发生对应极涡强度或极区温度、高度以及绕极西风急流强度的加强或减弱。图 7 给

出了用 PVO 指数回归的纬向平均温度(阴影)和纬向风(等值线)的分布,代表了极涡振荡事件时温度和风场的基本特征。可见极涡振荡正(负)事件时,极区平流层温度平均偏低(暖)1—5 K,绕极西风急流中心偏强(弱)6 m/s。类似地,我们用超前 9—11 个月的年际热带海温指数回归得到的温度和风场的分布(图 8),反映了前期热带海温异常影响极涡振荡的空间分布特征。由图 8 可见,热带外地区温度和纬向风异常对热带海温冷(或暖)的响应分布与图 7 相似,且当海温偏暖(冷)时极区温度偏暖(冷),极涡和西风急流减弱(增强),只是图 8 中异常场的量级较图 7 中小。对比可见,图 8 中温度异常最大中心(0.6 K)约为图 7(3.5 K)的 1/6,其中纬向风异常的强度也约为图 7 中的 1/6。由此可见,前期热带海温异常的确对应着与极涡振荡结构相似

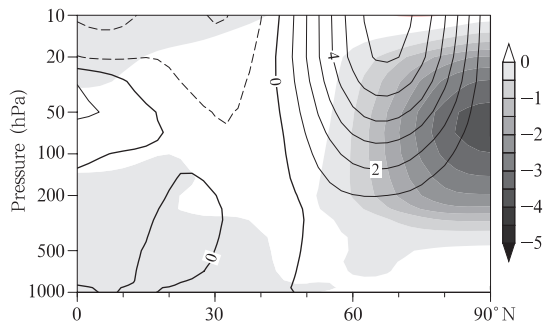


图 7 月平均 PVO 指数回归的纬向平均温度(阴影,单位:K)和纬向风异常(等值线,单位:m/s)
Fig. 7 Regression of the zonal averaged temperature (shaded, unit: K) and the zonal wind anomalies (contour, unit: m/s) against the monthly PVO index

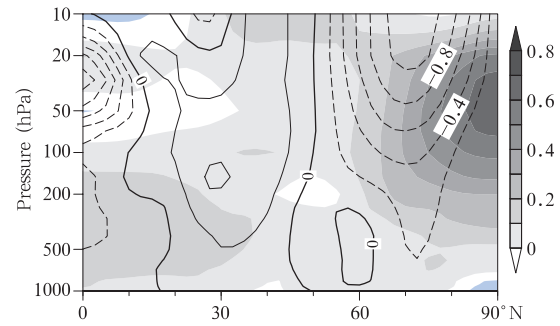


图 8 年际热带海温指数回归的滞后 9—11 个月的纬向平均温度和纬向风异常(其它说明如图 7)
Fig. 8 As in Fig. 7 but against the inter-annual tropical SST index leading 9—11 months

的空间响应,且海温暖(冷)对应极涡弱(强),尽管其影响的强度只占极涡振荡本身变率的 1/6,但正如图 6 和表 1 所显示的那样,热带海温的异常依然对极涡振荡的年际尺度变化具有重要的调节作用。

4.2 超前极涡振荡趋势的热带海温分布

图 9 是利用年际 PVO 指数回归的前期 9—11 个月的热带海温平均分布。对比图 9 和图 3a 可见,两者的空间分布也非常相似,证实了影响极涡振荡趋势的海温空间分布型的确为 ENSO 型海温分布,且极涡正事件趋势对应热带 La Nina 型海温分布(图 9),极涡振荡负事件则对应 El Niño 型海温分布(图 9 中海温反号)。另外,图 9 中最大海温异常中心约为图 3a 中的 1/2,说明与平流层极涡振荡趋势有关的年际热带海温异常,只占热带海温异常变率的一部分,这与热带海温的多时间尺度变化特征(图 3b)有关。

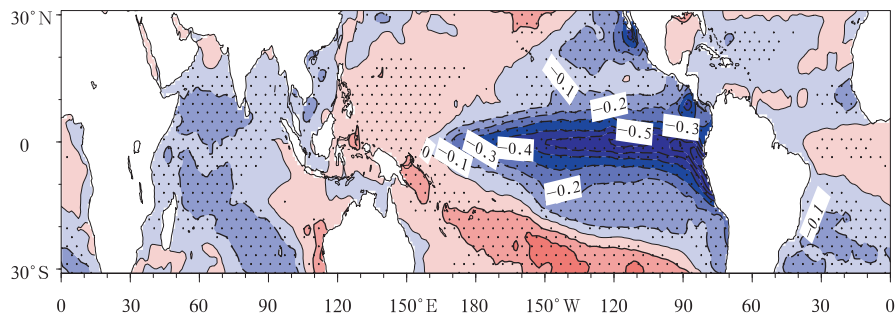


图 9 年际 PVO 指数回归的超前 9—11 个月的热带海温距平(单位:K)分布
(其中点区表示通过 95% 信度检验)

Fig. 9 Regression of the tropical SST anomalies against the inter-annual PVO index lagging 9—11 months (unit: K) (the areas with the test passed at the 95% confidence level are dotted)

5 连接极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的动力热力过程

5.1 热带大气的响应

热带海温异常所造成的下垫面温度变化可通过海-气热通量交换影响热带对流活动,即海温增暖时有利于对流活动加强,变冷时则不利于对流活动发展。在关心热带海温异常与热带外平流层极涡振荡的联系之前,我们首先来分析热带大气对年际尺度热带海温异常响应的分布。由利用年际热带海温指数回归得到的热带地区纬向平均温度异常的垂直分布(图 10)可见,年际尺度的热带海温异常会造成热带对流层整层偏暖,最大暖中心位于 250 hPa 高度附近,与热带对流凝结潜热释放的高度接近,反映了热带大气的响应主要由对流活动异常引起;与此暖中心对应,在 100 hPa 以上的平流层低层,70 hPa 附近存在一个冷的异常中心,平流层中高层 30—20 hPa 附近又有一暖异常中心存在,而在更高的 10 hPa 又出现了冷异常。这种暖-冷-暖-冷的温度响应层结,应该是热带大气对热带海温异常热力适应的结果。根据热力适应中“过流”的概念(吴国雄等, 2000),在 250 hPa 最大非绝热加热层以上,虽然非

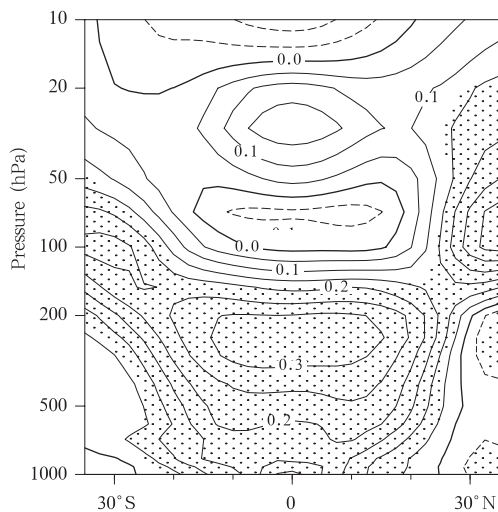


图 10 年际热带海温指数回归的热带地区纬向平均温度(单位:K)分布(其中点区表示通过 95% 信度检验)

Fig. 10 Regression of the zonal mean temperature anomalies in the tropics against the inter-annual tropical SST index (unit: K) (the areas with the test passed at the 95% confidence level are dotted)

绝热加热已减弱为零,但由于垂直加热梯度依然存在,使上升运动继续存在,造成上升“过流”现象,这种上升“过流”运动将会引起上层大气绝热冷却而变冷,形成平流层低层的冷异常。这一冷异常会使气层变薄而引起更上层等熵面下凹,有利于在更高的平流层出现暖的异常。但由于随着高度升高,上述气层变化过程会逐步减弱,因此平流层大气温度异常的响应强度也随高度减弱(图 10)。

5.2 平流层温度异常的时间演变

那么,热带大气对热带海温异常的响应通过怎样的过程与 10 个月以后的热带外地区极涡振荡异常相联系呢?以前对极涡振荡过程的研究发现,极涡振荡事件过程伴随着全球质量环流强度的季节尺度变化。与此对应,平流层的环流异常信号存在同时向极和向下的传播趋势,与极涡振荡事件发生相联系的平流层环流异常信号可以追溯到 40—70 d 以前的热带环流异常信号(Cai, et al, 2007; Ren, et al, 2007)。研究还发现,平流层环流异常的传播过程是通过一系列的平流层等熵面的变坡和变陡或一系列的跨“锋区”环流的交替向极递进完成的(Cai, et al, 2006)。具体地,此处的“锋区”为广义的锋区概念,代表温度异常所引起的南北温差大值(或等熵面变陡)所在,那么“锋区”的发展(或锋生)所导致的跨“锋区”环流会像一个小“气泵”,使暖区空气上升、冷区空气下沉,上升的暖空气将被这种“锋区”环流输送到原锋面的北侧,同时下沉的冷空气将被向南输送,这将引起高层原“锋面”位置南北温差减弱或锋消,但同时会在暖空气所到达区域的北侧产生新的锋生,表现为锋面向北递进;同时,在跨“锋区”环流的低层,被向南输送的冷空气会有利于在原锋区的南侧产生锋生,表现为锋面向南递进,这就会导致原锋面在垂直方向上变坡。另外,上述跨“锋区”环流在低层形成的锋生又会有利于在更低的层次引发跨锋区环流,与经向的递进过程相类似,这种冷暖空气的南北输送过程会向下层传递,同时伴随着温度异常和环流异常的向下传播。因此,这种“锋区”环流的经向和垂直递进过程即实现了平流层环流异常的同时向极和向下传播。从质量环流理论的观点来看,这种递进过程也实现了质量环流由赤道向极地逐步加强(或减弱)的季节尺度变化过程(Cai, et al, 2006)。

现在我们所关心的是极涡振荡的年际尺度变化,在极涡振荡年际尺度变化之前约 10 个月,热带

海温异常在热带平流层引起了温度的异常响应。下面我们来分析在年际热带海温异常出现后平流层环流异常的演变情况。图 11 给出了平流层 20 hPa (图 11a), 30 hPa (图 11b), 50 hPa (图 11c) 和 70 hPa (图 11d) 滞后热带海温指数 0—12 个月的纬向平均温度异常的经向-时间演变情况。为了保持连续性, 图中时间轴向前延伸了两个月, 即从热带海温异常出现之前两个月开始; 另外, 为了突出各纬度温度异常的时间演变趋势, 图中的温度异常值已经分别去除了各个纬度在这个时间段的时间平均值。由图可见, 热带海温异常所引起热带平流层大气温度异常, 在平流层各层次上均存在明显的随时间向极地传播趋势, 即异常首先发生在热带, 然后逐步向极区传播。以 30 hPa (图 11b) 为例, 热带海温异常出现(超前 0 月)前后热带大气首先出现暖异常, 然后随着时间推移, 副热带—中纬度—高纬度—极区先后变暖, 暖温度异常由热带传播到极区需要大约 9 个月的时间; 从高低纬度温度异常演变趋势的对比可见, 伴随温度异常的向极传播, 热带温度异常由开始的相对暖异常转变为后来的相对冷异常(逐步变冷), 而高纬度则由开始的相对冷异常转变为相对暖

异常(逐步变暖), 对应极涡振荡的负异常趋势(变暖)。在其他几个层次上, 温度异常的传播速度与 30 hPa 上基本相同, 但各层之间具有位相差异, 高层的向极传播逐层超前于低层的传播, 这与季节尺度的传播特征非常相似 (Ren, et al, 2007), 这种高层领先于低层的传播趋势, 反映在高度剖面上, 必然对应着温度异常的向下传播。为了表明这一点, 图 12 中给出了高纬度纬向平均温度异常的高度-时间演变图。由图可见, 高纬度暖的温度异常最早出现在平流层高层, 随时间逐步向低层传播, 且向下传播非常缓慢, 从 20—10 hPa 传播到对流层大约需要 4—6 个月的时间。亦即, 伴随温度异常的向极传播, 同时存在温度异常的向下传播, 说明由热带 ENSO 海温异常所影响的极涡振荡年际尺度变化所伴随的平流层环流异常演变, 的确与季节尺度质量环流的变化过程十分相似。亦即, 热带 ENSO 海温异常的出现, 似乎可以引发平流层温度异常的一系列向极和向下传播, 并与 10 个月之后的极涡振荡的年际变化相联系。根据以前研究中对极涡振荡季节尺度变化过程中质量环流异常的诊断结果 (Cai, et al, 2007), 可以认为, 这种年际时间尺度的温度异

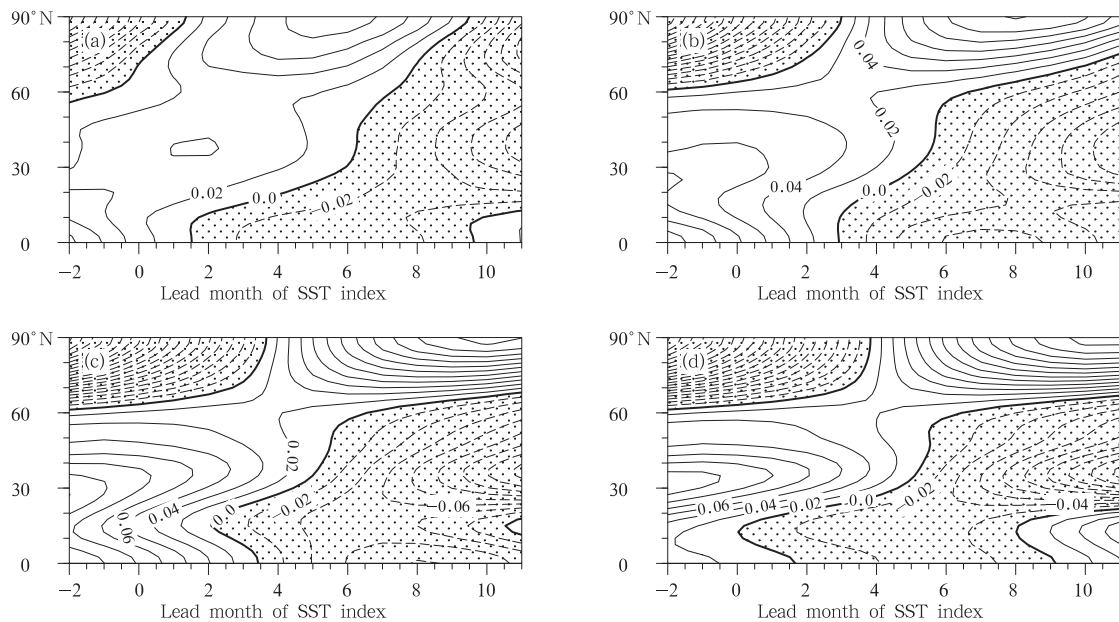


图 11 年际热带海温指数超前回归的平流层(a)20 hPa, (b)30 hPa, (c)50 hPa 和(d)70 hPa 上纬向平均温度(单位:K)异常的时间演变

Fig. 11 Lag regressions of the zonal mean temperature anomalies (unit: K) in the stratosphere against the interannual tropical SST index (unit: K) (the areas with the test passed at the 95% confidence level are dotted) (a. 20 hPa, b. 30 hPa, c. 50 hPa, and d. 70 hPa)

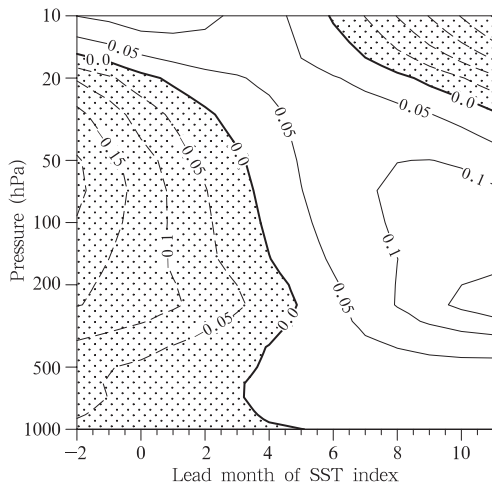


图 12 年际热带海温指数超前回归的高纬度 (60° — 90° N) 纬向平均温度异常的高度-时间剖面(阴影区为负值区)

Fig. 12 Time-pressure cross-section of lag regressions of zonal mean temperature anomalies averaged in 60° — 90° N against the inter-annual tropical SST index

常的向极和向下传播,很可能反映了平流层质量环流在年际时间尺度上的变化。

6 结论与讨论

本文通过对月尺度以上平流层极涡振荡与热带海温异常的时空联系的分析发现,两者的显著联系主要发生在 3—5 年的年际时间尺度上,与 ENSO 循环周期接近,而且与年际极涡振荡相联系的热带海温空间分布,也确为典型的 ENSO 海温分布型。与以往研究仅仅关注两者在同期的相关不同,本研究在分析两者的时空关系时发现,无论是年际尺度还是其他时间尺度,热带 ENSO 海温异常与极涡振荡的同期相关很弱,两者最大负相关出现在年际 ENSO 海温异常超前年际极涡振荡异常 9—11 个月时。这种超前的负相关意味着,当前期热带海温偏暖(冷)时,9—11 月后年际极涡振荡的负(正)异常最强。尽管平流层极涡振荡对热带 ENSO 海温异常的年际尺度响应的量级仅约为极涡振荡本身强度的 1/6,但对于极涡振荡的年际变化,依然起到了明显调制作用。对逐年热带 ENSO 海温指数和极涡振荡事件的统计结果显示,前期热带 ENSO 海温暖事件背景下,后期极涡振荡负事件的发生比正事件更多,强度更强,持续时间也 longer,反之亦然;无论正

负极涡振荡事件,在前期暖海温背景下发生的频率均比冷海温背景下大得多,说明热带 ENSO 暖海温不仅有利于极涡振荡负事件发生,还有利于极涡振荡事件发生更频繁。

研究连接热带 ENSO 海温异常与平流层极涡振荡的过程发现,热带大气对热带暖海温异常的响应是出现对流层增暖、平流层低层变冷和平流层上层又变暖等的一系列响应,呈现暖-冷-暖-冷的垂直温度异常分布,强度随高度减弱,且对流层变暖最明显的层次位于 250 hPa 附近,表明这种温度异常响应与热带地区对流活动以及一系列的热力适应过程有重要联系。进一步研究发现,热带相应的温度异常出现之后,平流层温度异常存在同时向下和向极区的传播过程,这种传播正好与 9—11 个月以后的年际极涡振荡异常所对应的温度异常相联系。这表明年际尺度的极涡振荡异常,与季节尺度一样,也可能伴随着全球质量环流在年际时间尺度上的异常,而年际变率最显著的热带海温的异常可能是触发这种质量环流异常的主要因子。总之,本文的研究结果表明,年际尺度的极涡振荡异常与前期热带 ENSO 海温的异常有关,与此相联系的平流层环流异常可追溯到 9—11 个月之前的开始于热带平流层并缓慢向极地和向下层传播的异常信号。因此,这种联系可对把握未来平流层热带外地区环流振荡趋势有重要指示意义。

然而,关于热带 ENSO 海温异常影响平流层极涡振荡的过程,可能远比本文所能够涉及的要复杂的多。根据波流相互作用观点,热带 ENSO 影响热带外环流变化的途径,应是通过影响热带外对流层向上传播的行星波的强度,以及通过上传波动影响动力“气泵”而影响平流层热带和热带外地区的交换强度。本文的研究没有涉及波动通量的分析,但在分析热带大气对海温异常响应时发现,由于热带对流活动的加强可造成哈德莱环流增强,因此使得位于对流层高层的副热带急流的强度明显加强(图略),副热带急流的加强将有利于对流层更多上传的行星波被引导到高纬度地区(Limpasuvan, et al, 1999),使更多的行星波在高纬度地区破碎而造成极涡减弱或发生负振荡,因此这与本文的结果并不矛盾,但上述过程很难解释热带异常超前热带外极涡异常长达数月时间的事实。尽管如此,本文所揭示的传播过程,也仅指出了连接热带 ENSO 与热带外

环流振荡之间的动力热力过程,而进一步对机理的研究,还需要更为深入的理论工作,也有赖于我们对平流层大气、化学和辐射等过程的更进一步的认识。

致谢:感谢美国佛罗里达州立大学 Cai Ming 教授的良好建议以及提供部分资料。感谢中国科学院大气物理研究所吴国雄院士有益的讨论、支持和指导。

参考文献

- 胡永云,夏炎,高梅等. 2008. 21 世纪平流层温度变化和臭氧恢复. 气象学报,66(6): 880-891
- 任荣彩,刘屹岷,吴国雄. 2007. 1998 年 7 月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制. 气象学报,65(2):183-197
- 吴国雄,刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I:热力适应和过流. 大气科学, 24(4): 433-446
- Angell J K. 1991. Relation between 300-mb north polar vortex and equatorial SST, QBO, and sunspot number and the record contraction of the vortex in 1988-89. J Climate, 5(1): 22-29
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Downward propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. J Geophys Res, 104: 30937-30946
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294: 581-584
- Cai M. 2003. Potential vorticity intrusion index and climate variability of surface temperature. Geophys Res Lett, 30, doi: 10.1029/2002GL015926
- Cai M, Ren R C. 2006. 40-70 day meridional propagation of global circulation anomalies. Geophys Res Lett, 33: L06818, doi: 10.1029/2005GL025024
- Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern hemisphere cold season variability. J Atmos Sci, 64: 1880-1901
- Chen W, Masaaki Takahashi, Hans-F Graf. 2003. Inter-annual variations of stationary planetary wave activity in the north winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. J Geophys Res, 108(24):4797
- Holton J R, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev Geophys, 33: 403-439
- Kistler R E, et al. 2000. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. Bull Ame Meteor Soc, 82: 247-267
- Kodera K, Kuroda Y. 1990. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. Geophys Res Lett, 17: 1263-1266
- Limpasuvan V, Hartmann D L. 1999. Wave-maintained annular modes of climate variability. J Climate, 13(24): 4414-4429
- Manney G L, et al. 1994. On the motion of air through the stratospheric polar vortex. J Atmos Sci, 51(20): 2973-2994
- Manzini E, et al. 2006. The influence of sea surface temperature on the northern winter stratosphere: ensemble simulations with the MAECHAM5 Model. J Climate, 19(16): 3863-3881
- Ren Rongcai, Cai Ming. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate. Adv Atmos Sci, 23(6): 884-900
- Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationship of temperature anomalies associated with the northern annular mode variability. Geophys Res Lett, 34: L07704
- Taguchi M, Hartmann D L. 2006. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Nino as simulated by WACCM. J Climate, 19(3): 324-332
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geo-potential height and temperature fields. Geophys Res Lett, 25: 1297-1300
- van Loon H, Labitzke K. 1987. The southern oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation. Mon Wea Rev, 115: 357-369