

夏季纬向平均气流变动的主要模态 及其与 AO 和 ENSO 的联系^{* 1}

白莹莹 管兆勇

南京信息工程大学江苏省气象灾害重点实验室, 大气科学院, 南京, 210044

摘 要

使用 NCEP-NCAR 月平均再分析资料, 研究了夏季纬向平均气流变动的主要模态及其与北极涛动(AO)和 ENSO 的联系, 探讨了夏季 $[u]$ 主要模态维持的可能机制。结果表明, 北半球夏季纬向平均 $[u]$ 的异常分布表现为两个主要模态。EOF1 反映了与 AO 相对应的纬向平均 $[u]$ 的分布, EOF2 反映了与 ENSO 相对应的纬向平均 $[u]$ 的分布。周期分析显示了 EOF1、EOF2 分别具有与 AO 及 ENSO 相似的周期。滞后相关分析表明, 除了夏季之外的其他季节 EOF1 与 ENSO 存在显著相关, 而 EOF2 与 AO 亦存在显著相关。夏季, EOF1 与 ENSO、EOF2 与 AO 的同期相关量值小且不显著。这些说明, 北半球夏季纬向平均气流变化的主要模态可以有效分离, 其分别代表了 AO 和 ENSO 有关的信号。这对于更好地理解 AO 和 ENSO 的全球影响具有重要意义。利用准地转无加速定理, 发现 EOF1 和 EOF2 对应的时间系数高低值年的 $E-P$ 通量散度的合成差值场分别与纬向平均 $[u]$ 的 EOF1、EOF2 分布表现出很好的对应关系, 其中行星波对纬向平均气流主要模态的维持起着主要作用。余差环流与 $E-P$ 通量散度分布型相似, 量值相当, 但符号相反。在一些地区, 大气涡动的摩擦耗散也起着一定的作用。这些平衡了波动的能量输送作用, 使纬向平均 $[u]$ 的结构得以维持。

关键词: 夏季, 纬向平均气流, 北极涛动, ENSO, $E-P$ 通量。

1 引 言

纬向平均环流是大气环流的主要分量, 在气候的形成中起着极其重要的作用。研究表明, 纬向平均气流的变化主要是受涡旋作用和外强迫的影响。涡旋对纬向平均环流的影响, 可用 Eliassen-Palm 通量(简称“ $E-P$ 通量”)进行解释^[1]。Nigam 等^[2]的研究显示定常波对平均流的作用占主导地位, 但瞬变波的作用也不能忽视。De Weaver 等^[3]进一步研究了定常波对纬向平均气流异常的驱动作用。对于气候问题来说, 大气也受到各种外强迫的影响, 如下垫面的热力强迫作用。已有的研究表明, 纬向平均环流的变化与地温、海温及冰雪等下垫面的变化密切相关^[4-5]。

1998 年 Thompson 和 Wallace^[6]指出北半球冬

季海平面气压场最突出的模态具有纬向对称的结构, 并称之为“北极涛动(AO)”或“北半球环状模态(NAM)”, 之后, 作为一种在北半球尺度上的具有纬向对称结构的大气环流变率的首要模态吸引着众多研究者的注意。这一模态的重要性在于其对全球天气气候变化诸方面的影响, 如气候月平均变化、阻塞、极端天气事件及 20 世纪 70 年代以来的全球气候变化趋势都与之有密切相关^[7]。许多有关 AO/NAM 的研究揭示了这一模态的维持主要是由于纬向平均流与波动间的正反馈相互作用导致的。Lorenz^[8]的研究发现, 纬向平均气流 $[u]$ 异常会产生异常的涡动, 而此涡旋又进一步为维持初始 $[u]$ 异常提供动量。这个正反馈机制意味着环形异常比区域性异常持续时间更长。

ENSO 是海气系统年际时间尺度的强信号, 全

* 初稿时间: 2006 年 9 月 26 日; 修改稿时间: 2007 年 1 月 10 日。

资助课题: 国家自然科学基金资助项目(40675025)。

作者简介: 白莹莹, 研究方向: 气候动力学。E-mail: byying2004y@nuist.edu.cn.

球环流变动与之关系密切。Hoerling 等^[9]分析了 El Niño 事件中北半球纬向平均气流的异常,并用 GCM 模式验证了内外强迫对纬向平均气流的作用,结果表明,大气的内部作用造成了中纬度的 $[u]$ 异常,而海洋 SST 的强迫造成了热带及副热带地区的 $[u]$ 异常。

通常人们更关注冬季纬向平均环流异常变化。Ting 等^[10]研究了北半球冬季纬向平均环流极端位相的遥相关型,观测分析显示了中纬度纬向平均环流的年际振荡对北半球热带外地区定常波的年际变化有显著影响,并通过遥相关型建立纬向平均环流与热带外地区气候异常的联系。De Weaver 等^[3]利用 200 hPa 位势高度场进行旋转主成分分析得到的 3 个模态,确定了冬季纬向平均 $[u]$ 异常分别与 NAO、ENSO 以及 PNA 遥相关型的联系。而整个北半球夏季的纬向平均环流的整体结构特征如何?怎样变化?与 AO 和 ENSO 有何联系?迄今为止,研究工作相对较少。本文用 EOF 分析方法提取纬向平均环流整体结构变化的主要分量,并据此分析其变化的可能成因。结果有利于人们深刻认识纬向平均环流的变化规律以及与夏季气候变动的内在联系。

2 资料和方法

纬向风速(u)、经向风速(v)、垂直速度(ω)、气温(T)、位势高度(h_{gt})、海平面气压(p)资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料集^[11]。水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直方向取 12 层,自地面至 100 hPa,时间段取为 1979—2005 年。

海温资料取自 NCEP/NCAR 再分析海温资料集。水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$,时间为 1979—2005 年。该海温资料与其他海温资料集(如 HadISST)在热带地区具有极好的一致性(图略)。

主要采用 EOF(Empirical Orthogonal Function)分析、小波分析^[12]、合成分析、谐波分析等方法。

3 结果分析

3.1 纬向平均环流主要模态及其变化

为了更好地研究纬向平均气流的变化规律,利用 EOF 分解提取纬向平均 $[u]$ 异常变化的主要模态(前 3 个特征向量通过了 North 准则检验^[13])。前两个特征向量的累积方差贡献超过 50%(表 1),能

基本反映相应年的夏季纬向平均环流的空间和时间变化特征。

表 1 夏季纬向风异常 EOF 分解各个特征向量的方差贡献及累积方差贡献

Table 1 Variance contribution ratios of the first three EOFs of the zonal wind anomalies in boreal summer

	EOF1	EOF2	EOF3
解释方差	31.75%	23.09%	10.54%
累积解释方差	31.75%	54.84%	65.38%

3.1.1 EOF1 与 EOF2 揭示的空间分布

EOF1 特征向量典型场(占总方差的 31.75%),反映了夏季北半球 $[u]$ 异常年际变化的主要空间分布(图 1a)。从赤道到北极,纬向风场 $[u]$ 的空间分布呈 1.5 波分布,一个正值中心和一个负值中心,分别位于极地和极区附近,且极区附近为较强的正值区,中纬度为较弱的正值区,正负异常的转换节点在 60°N 附近,在整个对流层呈相当正压结构。

考虑到图 1a 的基本状态,参考图 1b,当时间系数为正时,在高纬极地区域西风减弱,中纬度西风异常加强,分别位于 35° 和 50°N 上空 300—200 hPa;反之,当时间系数为负时,在高纬绕极地区表现为西风加强,而中纬度表现为东风异常,此时西风减弱。异常随高度向上延伸到平流层,异常中心在 75°N 上空 300 hPa 高度处。这与文献^[14]中图 9 所示的夏季北极涛动对应的纬向平均纬向风场剖面图相似,在经向上表现为偶极型,而在垂直方向上 25°N 以北地区为高低空同位相的相当正压形式。研究^[15-16]指出,AO 实际上反映的是中纬度西风带的强弱,在北半球冬季比较明显,在夏季也是存在的,只是强度与冬季相比要弱得多,涛动中心位置偏北。北极涛动的正位相对应于图 1b 中时间系数为负的年份,相反,负位相对应于图 1b 中时间系数为正的年份。

图 1c 显示了 EOF2 特征向量典型场(方差贡献占总方差的 23.09%)。从赤道到北极,纬向风场 $[u]$ 的空间分布呈 2 波型,两个正值中心分别位于高纬和热带地区,其中热带地区上空为较强的正值区,极区和极区附近为负值区。另外,扰动中心所在的高度随纬度的降低而升高至平流层。EOF2 主要反映了热带地区上空纬向风场 $[u]$ 异常的分布,而中高纬 $[u]$ 异常相对较小。

由于北半球夏季西风急流轴位于 40° — 45°N

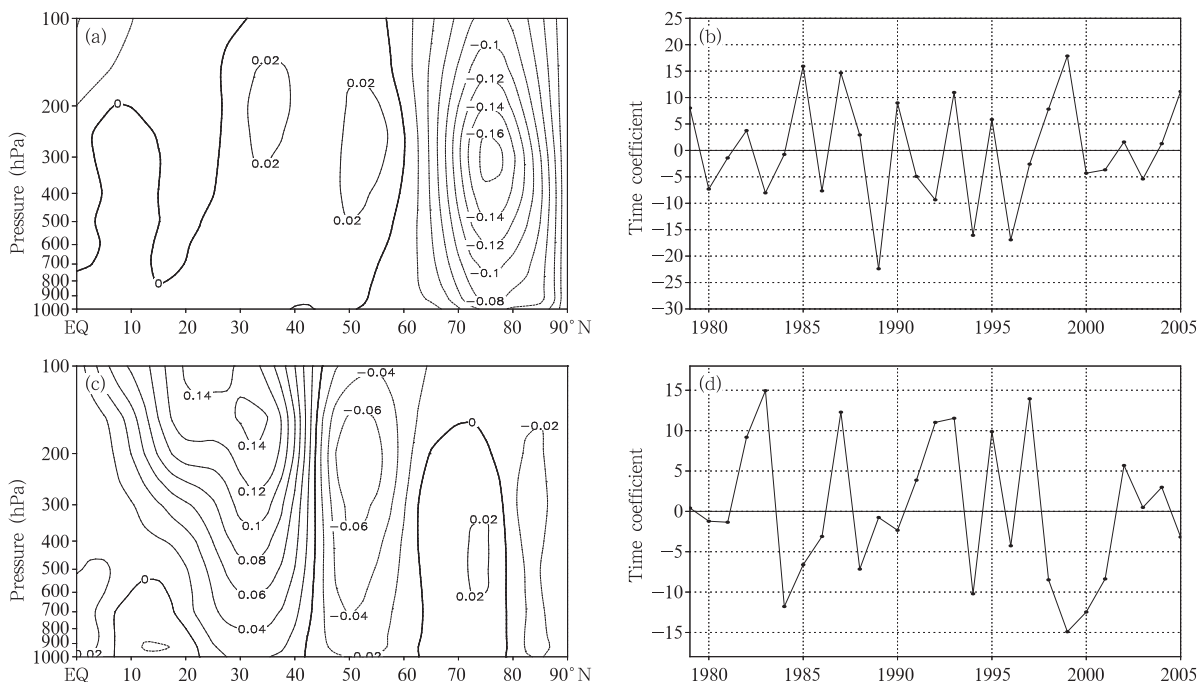


图1 夏季北半球纬向平均的纬向风异常 EOF 分解
 (a, c. 第 1、第 2 特征向量, b, d. 第 1、第 2 特征向量所对应的时间系数)
 Fig. 1 EOFs of the zonally-averaged zonal wind anomalies in boreal summer
 (a, c. EOF1 and EOF2; and b, d. the time coefficients of EOF1 and EOF2, respectively)

(图略), 当时间系数为正时, 急流的南侧西风加强, 而北侧减弱, 这些年份的西风急流位置可能偏南。反之, 当时间系数为负时, 急流南侧西风减弱, 北侧加强, 这些年份的西风急流位置可能偏北。而较大的正值年份如 1982—1983、1987、1992—1993、1997 年恰好对应于 El Niño 年, 较大的负值年份如 1984—1985、1988、1996、1998—2001 年对应于 La

Nina 年(图 1d), 只有 1994 和 1995 年这两个高低值年与 ENSO 对应关系不明显。1994—1995 年是印度洋偶极子 (IOD) 事件显著发生的年份^[17], 纬向风场 [u] 的空间分布可能与 IOD 存在某种关联。

3.1.2 周期分析

为了了解纬向平均环流的周期变化特征, 图 2 给出了 EOF1 和 EOF2 时间系数的 Morlet 小波变换结果。

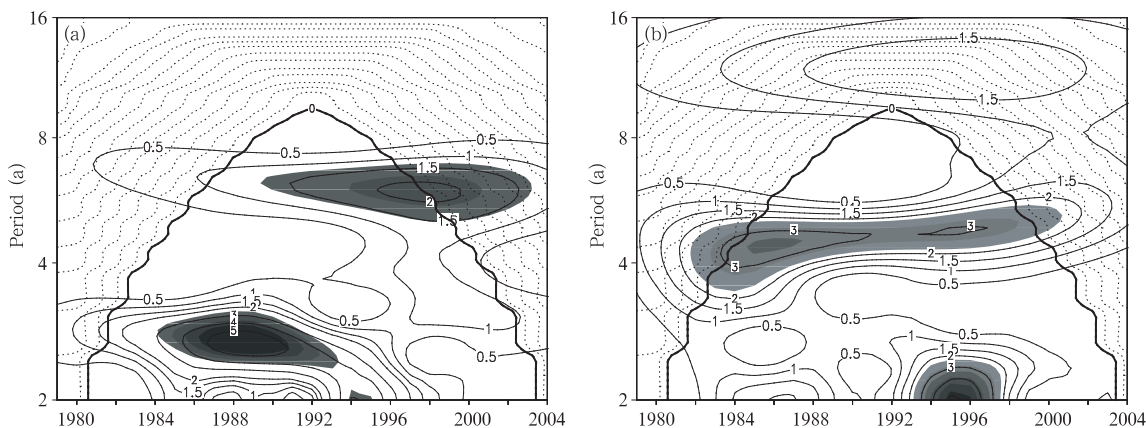


图 2 EOF 时间序列的 Morlet 小波变换功率谱
 (a. EOF1, b. EOF2; 阴影部分表示在 90% 置信度统计下显著; 点阴影区是小波变换受边界影响的区域)
 Fig. 2 Power spectrum analysis of the Morlet wavelet transform for the time series of (a) EOF1 and (b) EOF2
 (Areas where the values are significant above the 90% level of confidence are shaded. Dotted areas represent the cone of influence)

EOF1 所示的纬向平均环流的扰动在 1983—1993 年存在着显著的准 3 a 周期(图 2a),另外,1990 年以后准 7 a 周期较为显著。杨小怡等^[18]研究了夏季 AO 的时空变化特征,得出夏季 AO 具有 6—7 a 和 2—3 a 周期振荡,这与 EOF1 的周期相近。

EOF2 所示的纬向平均环流的扰动存在着显著的 3—6 a 周期(图 2b),并且 1993—1998 年准 2 a 变化较强。已有的研究表明,ENSO 的主周期为 3—7 a,次周期为准 2 a 振荡^[19],EOF2 的周期接近 ENSO 的周期。

3.2 与北极涛动(AO)及 ENSO 的联系

EOF 结果分析表明,前两个特征向量分别在时间变化和空间分布上显示出纬向平均[*u*]异常与

AO 和 ENSO 间存在可能联系。

3.2.1 与 AO 的联系

EOF1 对应的时间系数和 CPC 夏季 AO 指数^①有很好的反相关关系,相关系数达 -0.67(图 3a)。EOF1 时间序列高低值年实际纬向平均[*u*]异常的合成差值场显示出与 EOF1 相似的分布,其中高值年[*u*]的合成对应于 AO 的负位相,而低值年的合成对应于 AO 的正位相(图略)。

EOF1 对应的时间系数与海平面气压异常和 500 hPa 位势高度异常的相关系数空间分布显示了北半球中高纬和极地呈反号分布(图 3b、c)。极区为显著的正相关区,显著的负相关区域主要集中在 中国东部地区、北美东岸及西大西洋。尤其是在

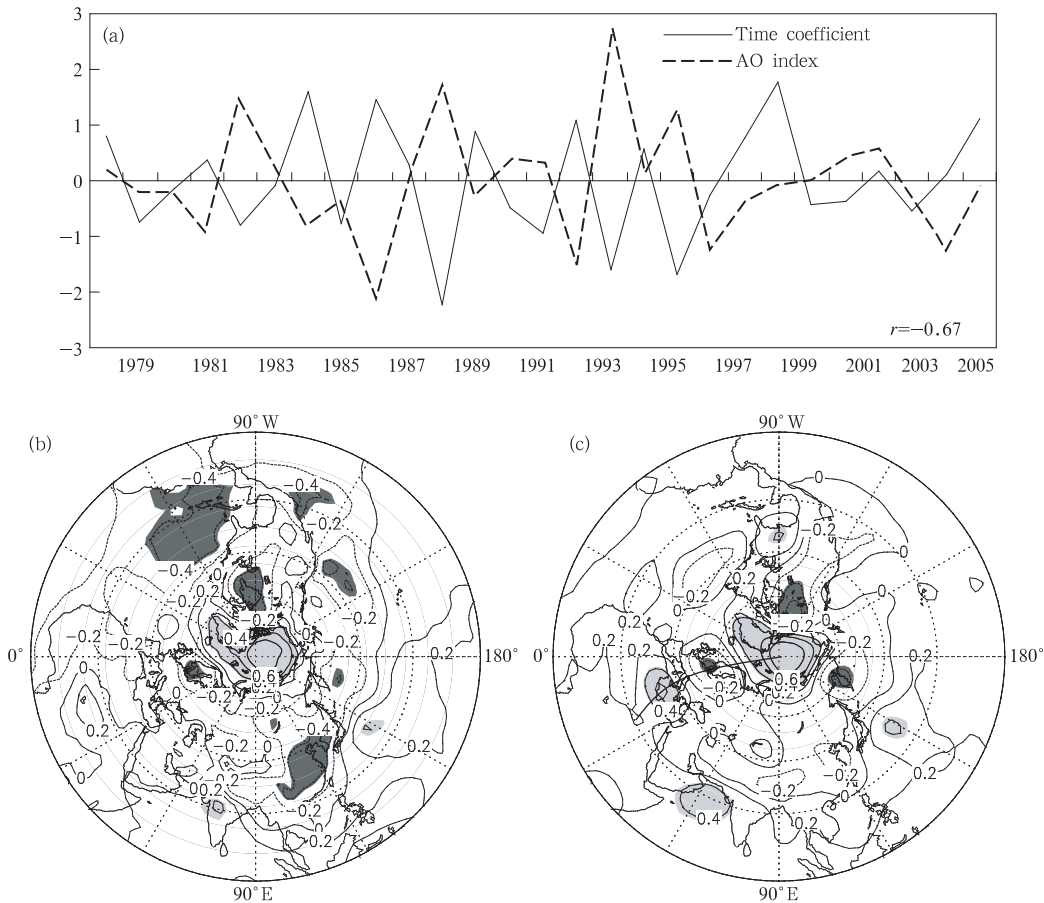


图 3 EOF1 对应的时间系数与 CPC 夏季 AO 指数(a)、海平面气压异常(b)及 500 hPa 位势高度异常(c)的相关系数分布(等值线间隔 0.2,阴影部分通过了 95% 的显著性检验)
 Fig. 3 Correlations of the time coefficient of EOF1 with(a)the summertime AO index from CPC, (b)SLP anomalies, and (c) 500 hPa geopotential height anomalies, respectively (The contour interval in b and c is 0.2, and areas where the values are significant above the 95% level of confidence are shaded)

① 注:AO 指数取自 <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily-ao-index/ao.shtml>, 访问时间:2006 年 9 月 8 日。

500 hPa 上,自地中海至极区呈现出波列特征,表明纬向平均环流的变动与纬向扰动的传播有关。值得指出的是,在海平面气压场中,中国东部地区为显著负相关区。当时间系数为正时,对应 AO 负位相,中国东部地区为异常低压所控制,反之,为异常高压。海平面气压的异常必然导致中国东部地区夏季气候异常。龚道溢等^[20]的研究已表明春季 AO 的变化对随后夏季长江中、下游地区降水有显著影响,随后南素兰等^[21-22]又发现了春季 AAO 与夏季长江中下游降水的联系。

需要说明,虽然中高纬和极区的相关系数呈现了反号的环状分布,但太平洋地区的相关系数偏小,表明太平洋地区海平面气压、位势高度与纬向平均气流 EOF1 模态的关系不如其他地方紧密。CPC 夏季 AO 指数与海平面气压场的相关系数分布中,显著的正相关区分别位于中纬度的两大洋地区(图

略)。这些说明 EOF1 可能主要反映了 AO 中与 ENSO 相独立的部分。已有研究表明 AO 与 ENSO 有着一定的联系,它们之间的联系可能是通过太平洋地区建立的^[23]。

为了进一步弄清 EOF1 与 ENSO 的联系,分别计算了四季纬向平均气流异常的 EOF1 对应的时间系数和四季 Nino3 区指数的超前滞后相关系数(见表 2)。无论春夏秋冬,EOF1 与 Nino3 区指数的同期相关数值很小且不能通过 95% 的信度检验。只有春季的纬向平均[u]场的 EOF1 与同年秋、冬季 Nino3 区指数有滞后的关系,说明海洋可能对纬向气流变动存在响应。超前相关只有春季 EOF1 和上一年春季 Nino3 区指数以及秋季 EOF1 和上一年夏季 Nino3 区指数的相关系数可以通过 95% 的信度检验。说明纬向平均环流的主要部分对 El Niño/La Nina 可能存在某种响应,但时间滞后达 1 a。

表 2 四季[u]场的 EOF1 对应的时间系数和四季 Nino3 区指数的超前滞后相关系数

Table 2 Lag-1, 0 and +1 year correlation coefficients between the time series of EOF1 of [u] and Nino3 index for four seasons

	春季[u] EOF1	夏季[u] EOF1	秋季[u] EOF1	冬季[u] EOF1
超前一年春季 Nino3 区指数	-0.54*	0.26	-0.25	0.08
超前一年夏季 Nino3 区指数	-0.31	0.15	-0.39*	0.13
超前一年秋季 Nino3 区指数	-0.18	0.15	-0.23	0.20
超前一年冬季 Nino3 区指数	-0.13	0.08	-0.19	0.23
春季 Nino3 区指数	0.03	0.12	-0.19	0.02
夏季 Nino3 区指数	0.28	-0.03	0.16	-0.04
秋季 Nino3 区指数	0.43*	-0.06	0.24	-0.06
冬季 Nino3 区指数	0.51*	-0.13	0.34	0.09
滞后一年春季 Nino3 区指数	0.43*	-0.28	-0.27	0.27
滞后一年夏季 Nino3 区指数	0.17	-0.35	0.06	0.15
滞后一年秋季 Nino3 区指数	-0.07	-0.28	-0.11	-0.28
滞后一年冬季 Nino3 区指数	-0.07	-0.18	-0.12	-0.01

注:* 通过 95% 的显著性检验。

3.2.2 与 ENSO 的联系

EOF2 对应的时间系数与夏季 Nino3 区指数的相关系数高达 0.74(图 4a),而 EOF2 与全球夏季海表温度异常 SSTA 的相关分布显示出显著 ENSO 特征:在赤道中东太平洋是正相关区,在赤道西太平洋及北太平洋西部是负相关区(图 4b)。EOF2 时间序列高低值年纬向平均[u]异常的合成差值场也反映了和 EOF2 相似分布,其中高值年[u]的合成对应于 El Niño 事件,而低值年的合成对应于 La Nina 事件(图略)。

EOF2 与 200 hPa 位势高度场显著的正相关区

横跨赤道覆盖整个热带地区,中心主要位于赤道中东太平洋,显著负相关区位于 30°—50°N(图 4c)。正相关表示了 EOF2 时间序列高(低)值年,200 hPa 位势高度增加(下降)。高(低)值年又对应于 El Niño(La Nina)年。同时,在北半球中纬度为一低(高)压带。这与 De Weaver 等^[3]研究北半球冬季的结论相一致,只是冬夏季的纬向气流强度和分布有所不同。这种纬向气流的分布形态可能与引发 ENSO 事件的副热带急流的加强相对应^[9]。

表 3 显示出四季 EOF2 与 Nino3 区指数的同期相关显著。特别是夏季,与同年的四季相关都很显

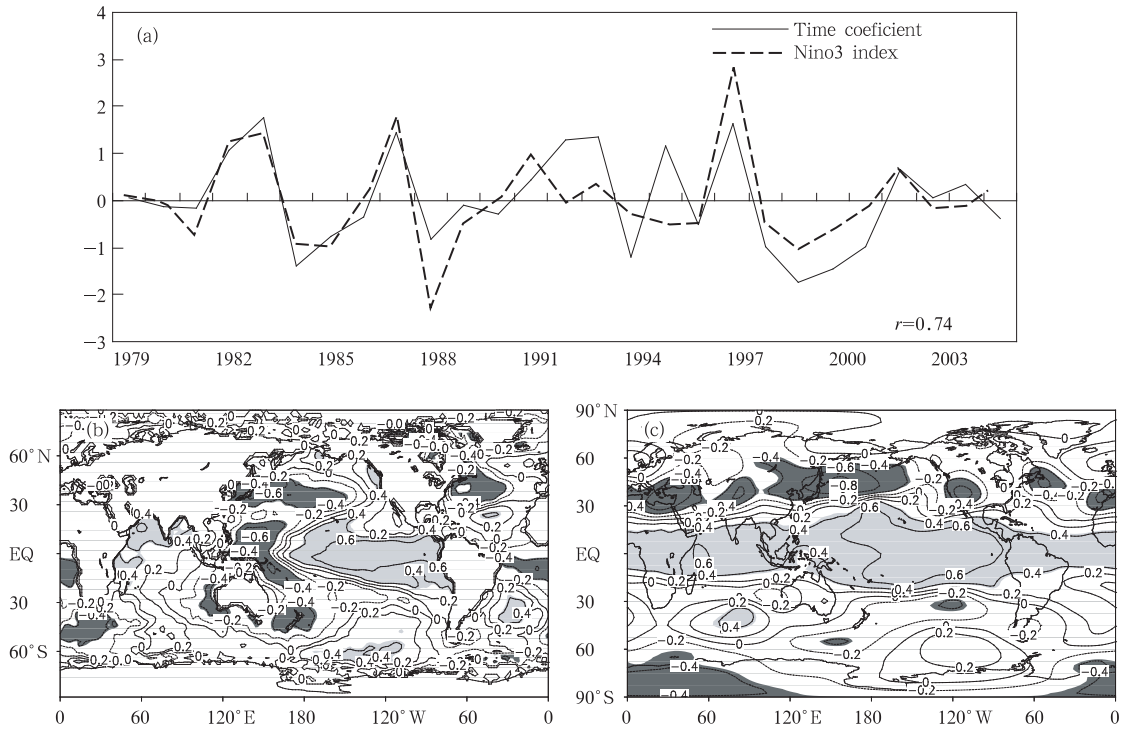


图 4 EOF2 对应的时间系数与夏季 Nino3 区指数(a)、全球夏季海温异常 SSTA(b)及 200 hPa 位势高度异常(c)的相关系数分布(等值线间隔 0.2,阴影部分通过了 95%的显著性检验)

Fig. 4 Correlations of the time series of EOF2 with(a) summer Nino3 index, (b)global summer SSTA, and (c)200 hPa geopotential height anomalies, respectively (The contour interval in b and c is 0.2, and areas where the values are significant above the 95% level of confidence are shaded)

表 3 四季 [u] 场的 EOF2 对应的时间系数和四季 Nino3 区指数的超前滞后相关系数

Table 3 Lead and lag correlation coefficients between the time series of EOF2 and Nino3 index of four seasons

	春季 [u] EOF2	夏季 [u] EOF2	秋季 [u] EOF2	冬季 [u] EOF2
超前一年春季 Nino3 区指数	0.02	-0.28	-0.28	0.30
超前一年夏季 Nino3 区指数	0.35	-0.03	-0.03	0.19
超前一年秋季 Nino3 区指数	0.32	0.20	-0.16	0.14
超前一年冬季 Nino3 区指数	0.45 *	0.38 *	-0.23	0.09
春季 Nino3 区指数	0.45 *	0.55 *	0.55 *	-0.01
夏季 Nino3 区指数	0.21	0.75 *	0.75 *	-0.56 *
秋季 Nino3 区指数	0.07	0.59 *	-0.01	-0.65 *
冬季 Nino3 区指数	0.05	0.55 *	-0.12	-0.62 *
滞后一年春季 Nino3 区指数	0.09	0.33	0.33	-0.36
滞后一年夏季 Nino3 区指数	0.14	-0.11	-0.11	0.11
滞后一年秋季 Nino3 区指数	0.12	-0.13	0.02	-0.03
滞后一年冬季 Nino3 区指数	0.07	-0.18	0.06	-0.01

注: * 通过 95% 的显著性检验。

著,并且与夏季 Nino3 区指数相关最大,而与上一年和下一年的相关不太明显。只有春季和夏季的 EOF2 与上一年的冬季 Nino3 区指数的相关可以通过 95% 的信度检验。而春夏秋 3 季 EOF2 与 AO 指数同期关系不明显,但冬季的 EOF2 与 AO 的同

期相关较为显著(表 4)。

上述结果说明夏季纬向平均 [u] 的 EOF2 分量主要反映了夏季纬向平均环流对 ENSO 的响应(表 3),响应最强的地区是副热带(图 1c)。Ding 等^[24]研究了夏季北半球中纬度环绕全球遥相关型

(CGT),指出了夏季 CGT 反映了对流层上层环流年际变化的第二模态,并且 CGT 与 ENSO 存在显著相关而与 AO 关系不明显。需要说明的是,在冬季,用 EOF 分析方法得到的第一模态仍能够有效提

取 AO 的部分信息,但 EOF2 除了表征部分 ENSO 信号之外,AO 的部分信号未能有效排除(表 4),其主要原因可能与冬季 AO 信号受到 ENSO 影响有关^[25]。

表 4 四季[u]场的 EOF2 对应的时间序列和四季 AO 指数的超前滞后相关系数

Table 4 Lag -1, 0 and +1 year correlation coefficients between the time series of EOF2 of [u] and AO index for four seasons

	春季[u] EOF2	夏季[u] EOF2	秋季[u] EOF2	冬季[u] EOF2
超前一年春季 AO 指数	0.28	0.32	-0.20	0.03
超前一年夏季 AO 指数	0.28	0.26	-0.09	-0.52*
超前一年秋季 AO 指数	0.38	0.27	0.21	-0.01
超前一年冬季 AO 指数	0.16	0.20	-0.18	0.17
春季 AO 指数	0.02	0.03	-0.47*	-0.17
夏季 AO 指数	0.12	-0.31	0.01	0.17
秋季 AO 指数	-0.01	-0.09	-0.20	0.27
冬季 AO 指数	0.09	-0.06	-0.24	0.55*
滞后一年春季 AO 指数	-0.14	-0.28	0.30	0.41*
滞后一年夏季 AO 指数	0.10	0.19	-0.04	0.18
滞后一年秋季 AO 指数	-0.09	-0.02	0.11	0.31
滞后一年冬季 AO 指数	0.16	0.31	0.07	0.16

注: * 通过 95% 的显著性检验。

3.3 可能的维持机制

$E-P$ 通量散度的辐散和辐合体现了波动对平均流的强迫。在高纬, $E-P$ 通量向上传播到对流层上层,与从中纬度对流层顶向极向下传播的波导相遇,在 60° — 80° N 上空形成 $E-P$ 通量辐合区,使得高纬到极区西风减弱,辐合中心位于 70° N 上空 300 hPa 处(图 5a),与图 1a 所示的 EOF1 中东风异常中心基本一致。在中纬度上空对流层顶附近为一 $E-P$ 通量辐散区,辐散中心位于 35° N 上空 200 hPa 处,与 EOF1 中偏向赤道的西风异常中心相对应,使得中纬度西风加强。 $E-P$ 通量散度在中高纬的反号分布与纬向平均[u]的 EOF1 的分布基本吻合。

利用谐波分析方法提取出纬向波数为 1—4 波的合成用来表征夏季行星波,并计算其 $E-P$ 通量及其散度(图 5d)。行星波的 $E-P$ 通量散度场与总涡动 $E-P$ 通量散度场的辐合辐散中心位置基本一致,只是强度略有减弱。对应于 EOF1,说明了 AO 的分布主要是由于行星波动的强迫。行星波在三维大气中传播发生异常,必然会引起 $E-P$ 通量散度的辐合或辐散,从而产生波与流的相互作用^[26]。陈文、黄荣辉等^[27]也曾指出准定常行星波传播的两个波导之间的振荡与北极涛动是密不可分的。在对流层,当行星波动更加倾向于向中低纬度传播时,向上和向极地折射经极地波导进入平流层的行星波活

动则被削弱了,行星波向高纬度的传播减少,极涡受到的扰动较小,强大而稳定,因此极地附近的西风加强;相反,当行星波更多地向高纬度传播时,极涡受到扰动较大,被削弱,因此极地附近的西风减弱。Baldwin 等^[28]认为 AO 正负位相的变化与平流层极涡的强度变化关系密切。

Kodera 等^[29]发现了 AO 季节内的差异,并依据有无对流层和平流层的耦合将冬季 AO 分为对流层型(T 型)和平流层型(S 型),一般 T 型多发生在初冬(11—12 月),而 S 型多发生在冬末春初(2—3 月),两种型直观的差别在于:在风场垂直剖面图上 T 型 AO 在对流层顶附近有风场的垂直切变,风场异常中心位于对流层上层;而 S 型 AO 是从对流层到平流层的相当正压结构,风场异常中心位于平流层,并且强度较 T 型强。由于夏季的 AO 明显比冬季弱,纬向风场扰动中心位于对流层中上层, $E-P$ 通量显示出高纬的行星波在向上传播中被副热带对流层上层向极向下传播的波导拦截,使得波动不能继续上传至平流层,不能发生对流层与平流层的耦合作用,据此推测可能夏季 AO 多属于 T 型。由于本文的工作只研究了对流层的部分,平流层的实际分布仍需进一步研究。

余差环流的分布与 $E-P$ 通量散度的分布基本相反(图 5b),中高纬呈反号分布,与 $E-P$ 通量散度

项相平衡,有利于 AO 的维持。 $E-P$ 通量散度与余差环流项之和(图 5c)显示出在中高纬对流层中上层大气的摩擦耗散作用较小,说明 AO 的维持主要是由于 $E-P$ 通量散度与余差环流项相平衡。而在赤道上空和中高纬对流层低层大气的摩擦耗散作用

较强,可能主要是由于下垫面的热力作用。赵南^[30]使用 p -坐标球面原始方程计算了纬向对称正规模态具有 AO 的空间结构特征,指出了 AO 这一物理模态的维持可能是模态间非线性相互作用下这些正规模态涛动行为的反映。

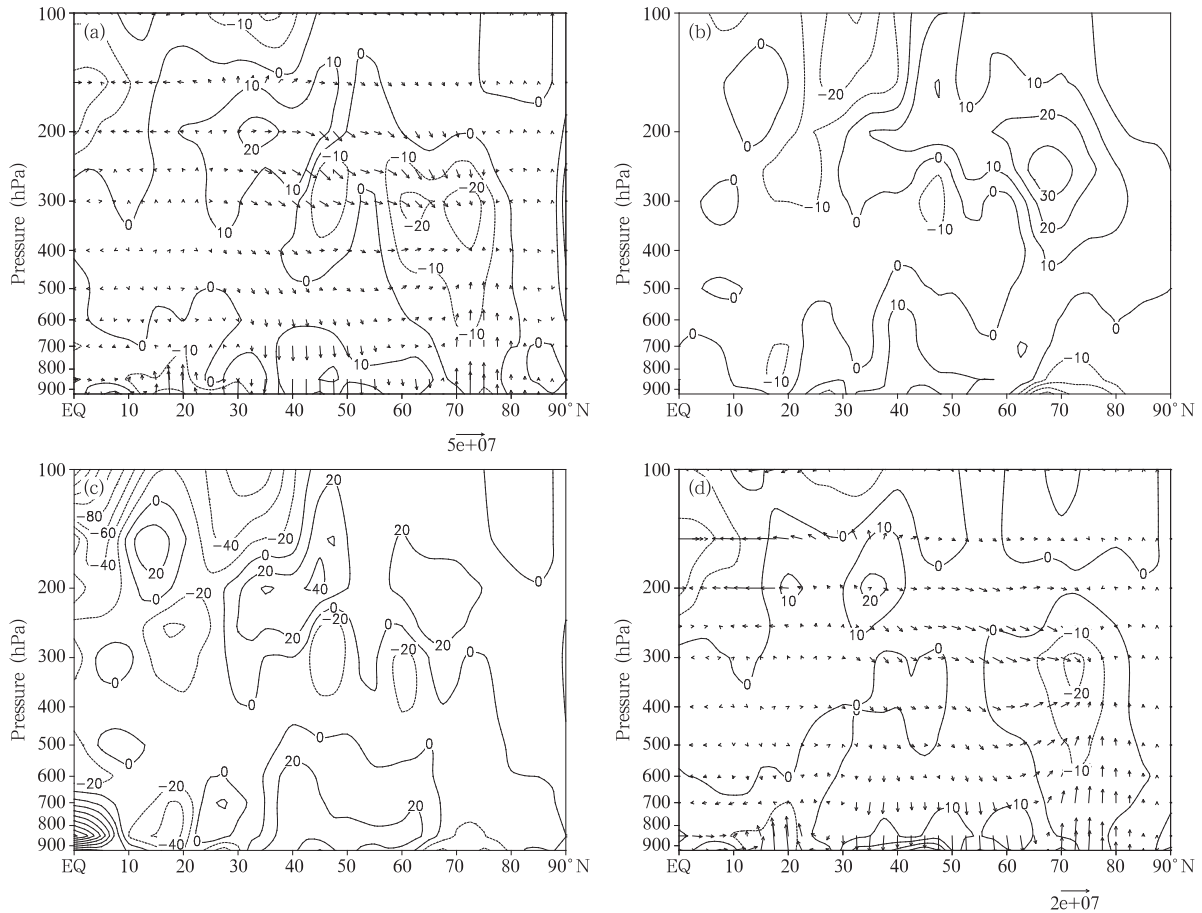


图 5 EOF1 时间系数高低值年合成差值

(a. $E-P$ 通量(实箭号)及其散度 $\nabla \cdot E$ (实线), b. 余差环流 $acos\varphi f_0 \bar{v}$, c. 两项之和 $\nabla \cdot E + acos\varphi f_0 \bar{v}$, d. 行星波(1-4 波) $E-P$ 通量(实箭号)及其散度 $\nabla \cdot E$ (实线))

Fig. 5 Composite differences between high and low value years of the time series of EOF1

(a. $E-P$ flux (vector) and its divergence $\nabla \cdot E$ (contour), b. residual circulation $acos\varphi f_0 \bar{v}$, c. sum of the two terms $\nabla \cdot E + acos\varphi f_0 \bar{v}$, d. $E-P$ flux (vector) induced by planetary waves (zonal wavenumbers from 1 to 4) and its divergence (contour))

图 6a 所示的 $E-P$ 通量散度场与图 1c 所示的 EOF2 中的中心位置基本一致,但分布范围略有不同。30°N 上空 150 hPa 高度处为一辐散中心,西风加强;40°—60°N 上空是负值区,西风减弱,使得 El Nino 年西风急流偏南。比较图 6a 和图 6d,也可以发现两图的分布比较相似,只是强度有所不同,说明行星波动对纬向平均[u]的驱动作用。另外,大气

的摩擦耗散作用在赤道上空及 60°N 以南的中纬度对流层低层较强(图 6c),比较图 5c 和 6c 可见,EN-ISO 事件发生时下垫面的热力作用明显比 AO 事件发生时要强,可能是由于 ENSO 事件发生时赤道太平洋海温变化使得下垫面的热力作用发生改变,这种作用不仅仅影响了热带地区上空,还影响到了中纬度的低层大气。

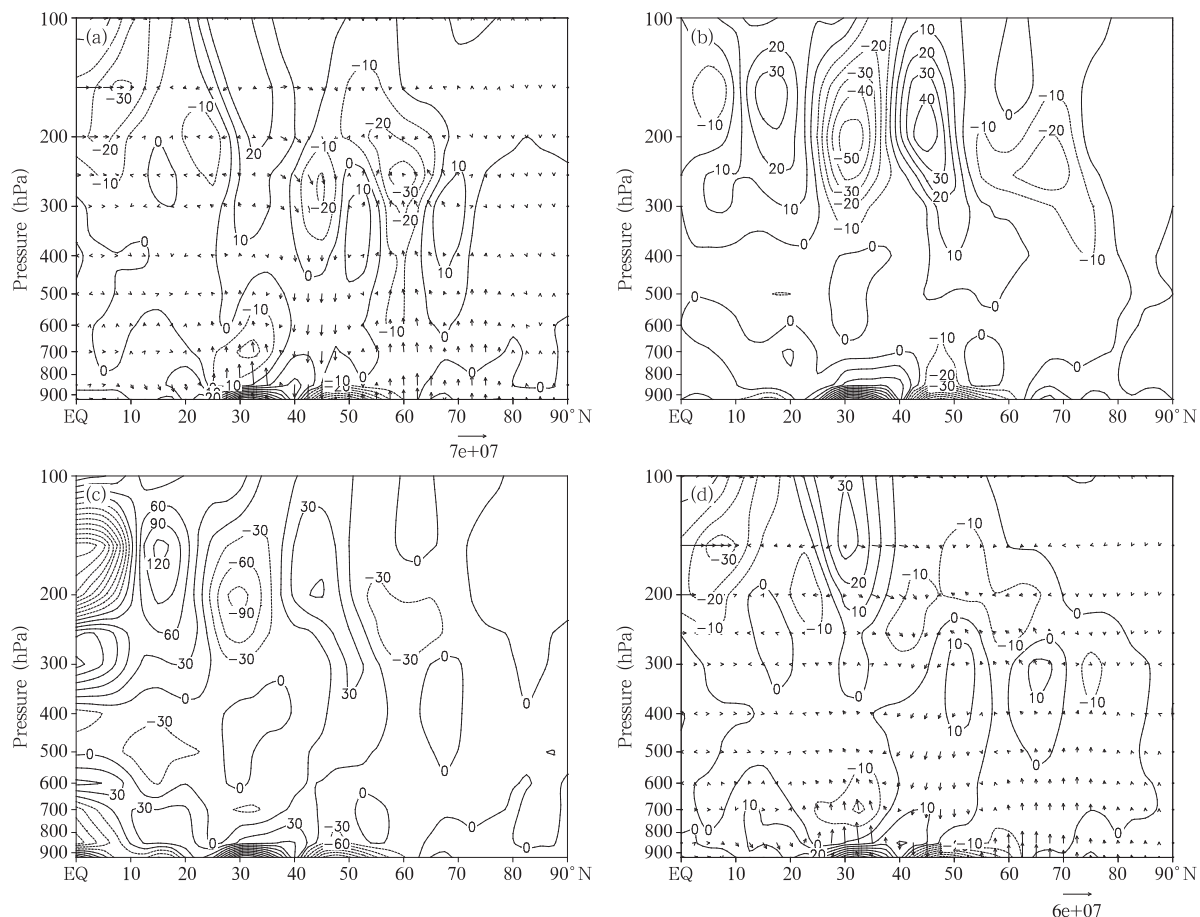


图6 同图5,但为 EOF2 时间系数高低值年合成差值

Fig. 6 Same as Fig. 5 but for EOF2

4 结论与讨论

通过上述分析,得到下列结论:

(1) 用 EOF 方法提取了北半球夏季纬向平均 $[u]$ 异常分布的两个主要模态。EOF1 反应了与 AO 相对应的纬向平均 $[u]$ 的分布, EOF2 反应了与 ENSO 相对应的纬向平均 $[u]$ 的分布。周期分析分别表明 EOF1、EOF2 具有与 AO 及 ENSO 相似的周期。通过四季 $[u]$ 的 EOF1、EOF2 对应的时间系数和四季 Nino3 区指数的超前滞后相关系数,发现 EOF1 与 ENSO 的同期关系不显著,基本反映了独立于 ENSO 与 AO 相对应的纬向平均环流分量。EOF2 与 Nino3 区指数的同期相关显著,特别是夏季,主要反映了夏季纬向平均环流对 ENSO 的响应,响应最强的地区是副热带。另外,四季 $[u]$ 的 EOF2 对应的时间系数和四季 AO 指数的超前滞后相关系数显示出,春夏秋 3 季 EOF2 与 AO 指数同

期关系不明显,但冬季的 EOF2 与 AO 的同期相关较为显著。

(2) 利用准地转无加速定理探讨了纬向平均 $[u]$ 维持的可能机制。结果表明, EOF1 和 EOF2 对应的时间系数高低值年 $E-P$ 通量散度的合成差值分别与纬向平均 $[u]$ 的 EOF1、EOF2 表现出很好的对应关系,肯定了波动对纬向平均气流的作用。谐波分析的结果进一步指出,行星波动对纬向平均气流的分布起着重要作用。余差环流与 $E-P$ 通量散度分布基本相反,量级一致,平衡了波动的作用。但在一些地区,尤其是热带上空和中高纬对流层低层,大气的摩擦耗散起着一定的作用。

此外,在其他季节 EOF1 是否反应了独立于 ENSO 与 AO 相对应的纬向平均环流,以及 ENSO 与 AO 的联系和差异仍需深入讨论。本文只是用统计方法探讨了纬向平均气流 $[u]$ 主要模态维持的可能机制,详细的物理过程有待于进一步研究。

致谢:感谢 NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center 和地球科学部南京大气资料服务中心的资料服务。再分析资料提供者: NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>。

参考文献

- [1] Hoskins B, Pearce R. 大气中大尺度动力过程. 北京:气象出版社,1987:178-183
- [2] Nigam S, Lindzen R S. The sensitivity of stationary waves to variations in the basic state zonal flow. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 1746-1768
- [3] De Weaver E, Nigam S. Do stationary waves drive the zonal-mean jet anomalies of the northern winter? *J Climate*, 2000, 13: 2160-2176
- [4] Chiang John C H, Zebiak Stephen E, Cane Mark A. Relative roles of elevated heating and surface temperature gradients in driving anomalous surface winds over tropical oceans. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 1371-1394
- [5] Solomon A, Jin F. A study of the impact of off-equatorial warm pool SST anomalies on ENSO cycles. *J Climate*, 2005, 18: 274-286
- [6] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 1297-1300
- [7] Lorenz D J, Hartmann D L. Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *J Climate*, 2003, 16: 1212-1227
- [8] Thompson D W J, Solomon S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 2001, 296: 895-899
- [9] Hoerling M P, Ting M, Kumar A. Zonal flow-stationary wave relationship during El Nino: implications for seasonal forecasting. *J Climate*, 1995, 8: 1838-1852
- [10] Ting M, Hoerling M P, Xu T. Northern Hemisphere teleconnections during extreme phases of the zonal-mean circulation. *J Climate*, 1996, 9: 2614-2633
- [11] Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437-471
- [12] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteor Soc*, 1998, 79: 61-78
- [13] 施能. 气象科研于预报中的多元分析方法(第二版). 北京:气象出版社, 2002: 149-150
- [14] Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extra-tropical circulation. Part I: Month to month variability. *J Climate*, 2000, 13: 1000-1016
- [15] 范丽军, 李建平等. 北极涛动和南极涛动的年变化特征. *大气科学*, 2003, 27(3): 419-424
- [16] Li J, Wang J. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(12): 1632, doi: 10.1029/2003GL017441
- [17] Guan Z-Y, Yamagata T. The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(10): 1544, doi: 10.1029/2002GL016831
- [18] 杨小怡, 胡跃文, 郭品文等. 夏季北极涛动的时空特征. *高原气象*, 2006, 25(1): 82-89
- [19] Lau K M, Shen P. Annual cycle, QBO, and southern oscillation in global precipitation. *J Geophys Res*, 1988, 93: 10975-10988
- [20] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 长江流域夏季降水与前期 AO 的显著相关. *科学通报*, 2002, 47(7): 546-549
- [21] 南素兰, 李建平. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系: I 基本事实. *气象学报*, 2005, 63(6): 837-847
- [22] 南素兰, 李建平. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系: II 印度洋和南海海温的“海洋桥”作用. *气象学报*, 2005, 63(6): 847-856
- [23] Hsieh W W, Wu A, Shabbar A. Nonlinear atmospheric teleconnections. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L07714, doi: 10.1029/2005GL025471
- [24] Ding Q H, Wang Bin. Circumglobal teleconnection in the NH summer. *J Climate*, 2005, 18: 3483-3505
- [25] Pozo-Vazquez D, et al. The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic Region. *J Climate*, 2001, 14: 3408-3420
- [26] 黄荣辉, 邹捍. 球面斜压大气中上传行星波和纬向平均气流的相互作用. *大气科学*, 1989, 13(4): 383-392
- [27] 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
- [28] Baldwin M P, Thompson D W J. Weather from the Stratosphere? *Science*, 2003, 301: 317-319
- [29] Kodera K, Kuroda Y. Troposphere and Stratosphere Aspects of the Arctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2000, 27(20): 3349-3352
- [30] 越南, Masaaki Takahashi. 与北极涛动或北半球环状模相关的纬向对称的正规模态. *气象学报*, 2005, 63(6): 857-862
- [31] 吴国雄. 大气的内外强迫源和西风指数的变化. *气象*, 1988, 14(8): 3-8

PRINCIPAL MODES OF SUMMERTIME ZONAL-MEAN FLOW AND THEIR RELATIONS WITH AO AND ENSO

Bai Yingying Guan Zhaoyong

Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Institute of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044

Abstract

The NCEP/NCAR reanalysis data have been employed to diagnose variations of the zonal mean flow in boreal summer. Two leading EOF modes are found to dominate the spatial and temporal changes of the summertime zonal-mean zonal winds in the troposphere. The EOF1 mode shows the distribution of zonal-mean flow anomalies with higher variance in the North Polar Region, whereas the EOF2 mode shows the distribution of zonal-mean flow anomalies with higher variance in tropical and extra-tropical regions. The EOF1 and EOF2 have respectively the periodicities similar to those of AO and ENSO. Significant lag correlations have been found between EOF1 and ENSO, and between EOF2 and AO, in the seasons including spring, fall, and winter. However, no significant correlations have been found between EOF1 in summer and ENSO in any other seasons and between EOF2 in summer and AO in other seasons, no matter how long the lag interval is. These results suggest that the principal modes of summertime zonal mean flow could be statistically separated from each other. Hence, EOF1 and EOF2 are physically related to the AO and ENSO, respectively. The quasi-geostrophic non-acceleration theorem has been used to partly explain the possible mechanisms of the maintenance of the two principal modes. The composite difference fields of the divergence of $E-P$ flux between positive and negative years of the time coefficients of EOF1 and EOF2 exhibit the two patterns similar to the EOF1 and EOF2 modes of the zonal-mean zonal wind anomalies, respectively. It is the planetary waves rather than the synoptic waves that dominate the behaviors of the $E-P$ fluxes, suggesting the crucial role of the planetary waves in the maintenance of the zonal mean flow anomalies. The residual circulation basically cancels the divergence of the $E-P$ flux, but in some areas, such as the upper troposphere in the tropics and the low troposphere in the mid-high latitudes, the friction also play an important role. These results are very helpful for us to better understand how does the anomalous zonal mean flow maintain and how do the ENSO and AO influence the global climate variations.

Key words: Boreal summer, Zonal-mean flow, Arctic Oscillation (AO), ENSO, $E-P$ flux.

附录:

准地转无加速定理^[31]

在准地转假设下,球面 p 坐标中的动量方程、热成风方程、连续方程和热力学方程可写为

$$[u]_t = f_0 \bar{v} + (a \cos \varphi)^{-1} \nabla \cdot \mathbf{E} + F \quad (\text{A1})$$

$$f_0 [u]_p - a^{-1} R^* [\theta]_\varphi = 0 \quad (\text{A2})$$

$$(a \cos \varphi)^{-1} (\bar{v} \cos \varphi)_\varphi + (\bar{\omega})_p = 0 \quad (\text{A3})$$

$$[\theta]_t + \Theta_p \bar{\omega} = Q \quad (\text{A4})$$

式中 F 和 Q 分别为摩擦耗散和非绝热加热作用, θ 为位温, Θ 为 θ 的面积平均值, “[]”表示纬向平均, “*”表示纬向平均的偏差。 \mathbf{E} 为 E - P 通量, $(\bar{v}, \bar{\omega})$ 为余差环流:

$$\mathbf{E} = (E(\varphi), E(p)) = a \cos \varphi (-[u^* v^*], f_0 \Theta_p^{-1} [v^* \theta^*]) \quad (\text{A5})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (E(\varphi) \cos \varphi) + \frac{\partial}{\partial p} (E(p)) \quad (\text{A6})$$

$$\begin{cases} \bar{v} = [v] - (\Theta_p^{-1} [v^* \theta^*])_p \\ \bar{\omega} = [\omega] + (a \cos \varphi)^{-1} (\Theta_p^{-1} [v^* \theta^*] \cos \varphi)_\varphi \end{cases} \quad (\text{A7})$$

由描写纬向平均风场变化的方程(A1)可以看到纬向平均风场的变化由右端 3 项所决定。为便于比较,方程(A1)两边同乘 $a \cos \varphi$, 得到

$$a \cos \varphi [u]_t = a \cos \varphi f_0 \bar{v} + \nabla \cdot \mathbf{E} + F' \quad (\text{A8})$$

为了弄清纬向平均风场的变化原因,分别计算逐月的 $a \cos \varphi [u]_t$ 、 $\nabla \cdot \mathbf{E}$ 、 $a \cos \varphi f_0 \bar{v}$ 及 $\nabla \cdot \mathbf{E} + a \cos \varphi f_0 \bar{v}$ 。

结果表明 E - P 通量散度 $\nabla \cdot \mathbf{E}$ 项和余差环流项量级相当,而 $a \cos \varphi [u]_t$ 的量级较小。纬向平均气流 $[u]$ 的维持主要是由于 E - P 通量散度项、余差环流项以及大气的涡动摩擦耗散项相平衡。