

黄荣辉, 刘永, 皇甫静亮, 等. 2014. 20 世纪 90 年代末东亚冬季风年代际变化特征及其内动力成因 [J]. 大气科学, 38 (4): 627–644, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13245. Huang Ronghui, Liu Yong, Huangfu Jingliang, et al. 2014. Characteristics and internal dynamical causes of the interdecadal variability of East Asian winter monsoon near the late 1990s [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 627–644.

20 世纪 90 年代末东亚冬季风年代际 变化特征及其内动力成因

黄荣辉¹ 刘永¹ 皇甫静亮¹ 冯涛²

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

2 南京大学大气科学学院, 南京 210093

摘 要 为纪念陶诗言先生对东亚冬季风研究的杰出贡献, 本文利用我国测站、NCEP/NCAR 和 ERA-40/ERA-Interim 再分析资料分析了我国冬季气温和东亚冬季风在 20 世纪 90 年代末所发生的年代际跃变特征及其内动力成因。分析结果表明: 从 20 世纪 90 年代末之后, 我国冬季气温和东亚冬季风发生了明显的年代际跃变。从 1999 年之后, 随着东亚冬季风从偏弱变偏强, 我国冬季气温变化从全国一致变化型变成南北振荡型 (即北冷南暖型), 并由于从 1999 年之后我国北方冬季气温从偏高变成偏低, 故冬季低温雪暴冰冻灾害频繁发生, 同时, 我国冬季气温和东亚冬季风年际变化在此时期从以往 3~4 a 周期年际变化变成 2~8 a 周期; 并且, 结果还表明了东亚冬季风此次年代际变化是由于西伯利亚高压和阿留申低压的加强所致。本文还从北极涛动 (AO) 和北半球准定常行星波活动的动力理论进一步讨论了此次东亚冬季风年代际跃变的内动力成因及其机理, 结果表明: 从 20 世纪 90 年代末之后, 北半球冬季准定常行星波在高纬地区沿极地波导传播到平流层加强, 而沿低纬波导传播到副热带对流层上层减弱, 这造成了行星波 E-P 通量在高纬度地区对流层和平流层辐合加强, 而在副热带地区对流层中、上层辐散加强, 因而导致了北半球高纬度地区从对流层到平流层纬向平均纬向流和欧亚上空极锋急流减弱, 而副热带急流加强, 这造成了 AO 减弱和东亚冬季风加强。

关键词 东亚冬季风 年代际变化 内动力成因 准定常行星波

文章编号 1006-9895(2014)04-0627-18

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13245

Characteristics and Internal Dynamical Causes of the Interdecadal Variability of East Asian Winter Monsoon near the Late 1990s

HUANG Ronghui¹, LIU Yong¹, HUANGFU Jingliang¹, and FENG Tao²

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

2 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract In memory of the excellent contributions made by academician Tao Shiyan to the study on East Asian winter monsoon (EAWM), the characteristics and internal dynamical causes of winter surface air temperature in China and the EAWM occurring near the late 1990s are analyzed in this paper by using observational data in China and reanalysis data of the NCEP/NCAR and ERA-40/ERA-Interim. The analyzed results show a significant jump of interdecadal variability of winter surface-air temperature in China and the EAWM occurrence in the late 1990s. With the strengthening of the

收稿日期 2013-08-14, 2013-10-23 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金重点项目 41230527, 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950403、2012CB417203、2013CB430201、2009CB421405, 国家自然科学基金项目 41205055

作者简介 黄荣辉, 男, 1942 年出生, 中国科学院院士, 主要从事季风和气候动力学及灾害气候的研究。E-mail: hrh@mail.iap.ac.cn

EAWM, this variability of winter surface air-temperature in China has undergone a change from a “similar pattern in the whole China” to a “south-north oscillation pattern” (i.e., cold in the north but warm in the south) since 1999. Because the winter surface-air temperature in northern China shifted into a colder state during 1999–2012, wintertime disasters of low temperature, snowstorms, and blizzards have frequently occurred in this region. In addition, the dominant period of the interannual variability of winter surface-air temperature and the EAWM turned into 2–8 years from previous 3–4 years. Moreover, the results show that this interdecadal jump of the EAWM is attributed to the strengthening of the Siberian high and the Aleutian low. The internal dynamical causes and physical mechanism of this interdecadal variability of the EAWM are discussed further from the dynamical theories of Arctic Oscillation (AO) and quasi-stationary planetary wave activity. Since the late 1990s, the propagation of quasi-stationary planetary waves into the stratosphere over high latitudes of the Northern Hemisphere along the polar wave-guide was enhanced, while the propagation into the upper troposphere over the subtropics along the low-latitude wave-guide weakened, which caused the strengthening of the convergence of Eliassen-Palm (E-P) fluxes of quasi-stationary planetary waves in the troposphere and stratosphere over high latitudes and strengthening of the divergence of E-P fluxes in the middle and upper troposphere over the subtropics of the Northern Hemisphere. This led to the weakening of wintertime zonal-mean zonal flow from the troposphere to the stratosphere over high latitudes of the Northern Hemisphere and the polar front jet and strengthening of the wintertime subtropical jet during 1999–2012, which caused the weakening of the wintertime AO and strengthening of the EAWM.

Keywords East Asian winter monsoon, Interdecadal variability, Internal dynamical cause, Quasi-stationary planetary wave

1 引言

东亚冬季风（以下简称为 EAWM）的变化与异常对我国冬季气候灾害有严重影响，特别是寒潮。寒潮是影响我国冬季寒害、雪灾、早霜和晚霜等灾害性气候的重要成因。如 2008 年 1 月，由于东亚冬季风的异常，在我国南方发生了严重的低温雨雪冰冻灾害，造成了 1500 多亿元的经济损失，2012 年冬季我国北方又发生了低温雪灾冰冻严重灾害。因此，EAWM 年际和年代际变异是我国大气科学重要的研究课题。

早在上世纪 50 年代，陶诗言先生对东亚冬季风活动，特别是对于东亚寒潮活动路径及其与寒潮爆发有关的东亚冬季风环流的变化过程做出了系统而开创性的研究（陶诗言，1952，1956，1957，1959；陶诗言等，1965；陶诗言和张庆云，1998）。陶诗言先生是 EAWM 研究的开拓者，他首先提出了东亚寒潮爆发有三条路径，他按路径把寒潮分三种型：即西北型寒潮、超极地型寒潮和沿贝加尔湖以东自北向南入侵东亚的寒潮；并且，他还提出 EAWM 环流系统的特征和结构。在临近陶诗言先生仙逝一周年之际，我们深切缅怀陶诗言先生。他在亚洲季风、东亚寒潮、中小尺度天气系统和暴雨等领域做出开拓性的系统研究，为中国天气预报提供了理论依据和方法，是中国现代天气预报理论和方法的开拓者和奠基人之一。他严谨治学、平易近人、虚怀若谷、淡泊名利、实事求是、勤奋一生，彰显

了一代气象大师的崇高品格和治学风范。斯人已逝，文章不朽。在临近陶先生逝世一周年之际，特撰写此文以纪念陶诗言先生对我国气象学发展的伟大贡献。

继陶诗言先生研究之后，我国和国外许多学者在 EAWM 的变异及其机理做出不少研究。Chen and Graf (1998)，Chen et al. (2002)，Wu and Wang (2002)，Jhun and Lee (2004)，Li and Yang (2010)，Wang and Chen (2010) 和 Wang and Chen (2013a) 等各自定义了 EAWM 指数并研究了 EAWM 的年际变化。黄荣辉等 (2007) 利用 Wu and Wang (2002) 所定义的 EAWM 指数详细分析了 EAWM 的年际变化，他们研究表明了 EAWM 有显著的 3~4 年周期年际变化，并指出 2005 年和 2006 年 EAWM 有很明显的差别。同样，近年来国内许多学者研究表明了 EAWM 有显著的年代际变化 (Huang and Wang, 2006; Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2010; Wang and Chen, 2013b)。特别是王遵娅和丁一汇 (2006) 指出从 1988 年之后，东亚寒潮发生频次减少；并且，Huang and Wang (2006) 以及 Wang et al. (2009) 提出在 1988 年之后 EAWM 经历了一次明显变弱的年代际变化，中国东部和北部经历了连续多年的暖冬。

最近，黄荣辉等 (2013) 指出：中国东部夏季降水和东亚夏季风在上世纪 90 年代末又发生了一个明显的年代际跃变，在 1999~2010 年期间，中国东部夏季降水从以往的经向三极子型分布变成

了经向偶极子型分布, 形成了“南涝北旱”(除长江沿岸地区)的特征; 并且, 中国东部这次降水的年代际跃变是与东亚上空夏季风环流、水汽输送的年代际变化相关联。从 1999 年之后, 不仅东亚夏季风发生了明显的年代际跃变, 而且 EAWM 也经历了一次明显的年代际跃变。从 1999 年之后, 我国北方和东部的持续暖冬结束了, 出现了冷冬和暖冬相间的变化, 我国北方从气温偏高变成整体偏冷的现象, 特别从 2008 年起我国北方和东部经常发生低温雨雪冰冻灾害, 造成了严重经济损失。为此, 本文利用我国的测站资料以及再分析资料来分析和诊断中国冬季气温和 EAWM 强度的年代际变化特征以及它们之间的联系, 并进一步从海平面气压 (SLP) 以及北极涛动 (AO) 和北半球冬季准定常行星波动力学来分析和讨论在上世纪 90 年代末发生的中国气温和 EAWM 强度年代际跃变的内动力成因。

2 资料和方法

本文使用的气温资料是中国气象局气象信息中心提供的 756 站气温资料, 考虑到站点的观测时间长度和连续性, 本研究选取其中 553 个站点。并且, 本文所用的 SLP 和高度场资料分别是取自美国 NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) 和欧洲中期天气预报中心的 ERA-40 (Uppala et al., 2005) 的再分析资料, 并使用了 ERA-Interim 再分析资料。文中用到的北极涛动指数 (AO) 来自于美国气候预测中心 (Climate Prediction Center, CPC)。本文所使用的分析方法是 EOF 分析、小波分析以及合成分析方法, 并使用了 Student t 检验和 Lepage 检验 (Lepage, 1971; Liu et al., 2011)。

本研究中采用 Wu and Wang (2002) 定义的 EAWM 指数来表征东亚冬季风异常的变化 [如公式 (1) 所示], 它是根据西伯利亚高压和阿留申低压强度之差来定义。根据 Wang and Chen (2013a) 的研究, 该指数不仅计算简单, 而且是一个与我国冬季气温相关很好的指数。

$$I_{\text{EAWM}} = \frac{(M_t - \bar{M})}{\sigma_M}, t: 1956, 1959, \dots, 2012 \quad (1)$$

$$M_t = \sum_{i=1}^{20} (p_{s,110^\circ\text{E}} - p_{s,160^\circ\text{E}}), i=1, 2, \dots, 20$$

式中, $p_{s,110^\circ\text{E}}$ 和 $p_{s,160^\circ\text{E}}$ 分别为 110°E 和 160°E 冬季 (12 月~次年 2 月) 平均海平面气压, M_t 为 1958~2012 年某一年冬季的 110°E 和 160°E 海平面气压差

沿 $20^\circ\text{N} \sim 70^\circ\text{N}$ 的 50 个纬距之和, $\bar{M}$ 表示 1958~2012 年冬季 M_t 的数学期望值, σ_M 为 M_t 的方差, i 表示从 20°N 到 70°N 间隔为 2.5° 的 20 个纬度点。若 I_{EAWM} 的正值愈大, 则表明西伯利亚高压与阿留申低压之差值愈大, 即 EAWM 愈强。

东亚冬季风异常与北半球行星波活动有着紧密的联系。例如, Huang and Wang (2006) 以及 Wang et al. (2009) 研究发现发生在 1980 年代中后期的 EAWM 年代际跃变与北半球准定常行星波活动有着紧密的关系。由于 Eliassen-Palm 通量 (E-P 通量) 平行于行星波经向传播的群速度, 可以用来表征行星波的传播特征, 本研究采用 Edmon et al. (1980) 定义的准地转二维 E-P 通量, 表达式如下:

$$\begin{cases} F(\phi) = -\rho a \cos \phi \overline{u'v'}, \\ F(p) = \rho a \cos \phi \frac{\overline{\theta'v'}}{\theta_p}, \end{cases} \quad (2)$$

式中, ρ 是空气密度, a 是地球半径。E-P 通量的散度为 $\nabla \cdot \mathbf{F}$, 其表达式为

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} [F(\phi) \cos \phi] + \frac{\partial}{\partial p} [F(p)]. \quad (3)$$

依据 Edmon et al. (1980) 给出的球面等压坐标下的波一流相互作用方程式, 即

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f v^* = \frac{1}{\rho a \cos \phi} \nabla \cdot \mathbf{F}, \quad (4)$$

其中, $\bar{u}$ 为平均纬向风, f 是科里奥利参数, v^* 为平均剩余经向气流, 可以看出 E-P 通量的散度可以用来诊断行星波对平均流的强迫作用。

3 20 世纪 90 年代末发生的中国冬季气温的年代际跃变特征

为了分析从 20 世纪到新世纪初中国冬季 (12 月~次年 2 月) 气温的年代际跃变特征, 本文利用 1960~2012 年我国 553 观测站冬季气温的月平均资料并进行 EOF 分析。从 EOF 分析可得我国冬季气温有两种主要模态: 全国一致型变化模态、南北振荡型变化模态。

3.1 全国一致型变化模态

图 1a 和图 1b 分别是中国冬季气温 EOF1 分析第 1 主分量 (即 EOF1) 的空间分布和时间系数序列。从图 1a 可以看到, 中国冬季气温 EOF1 的空间分布呈现出全国一致型变化分布 (除青藏高原的西部外), 它占据总方差的 56.6%。这表明我国冬季气温变化的第 1 主模态为全国一致型的变化; 并且, 从

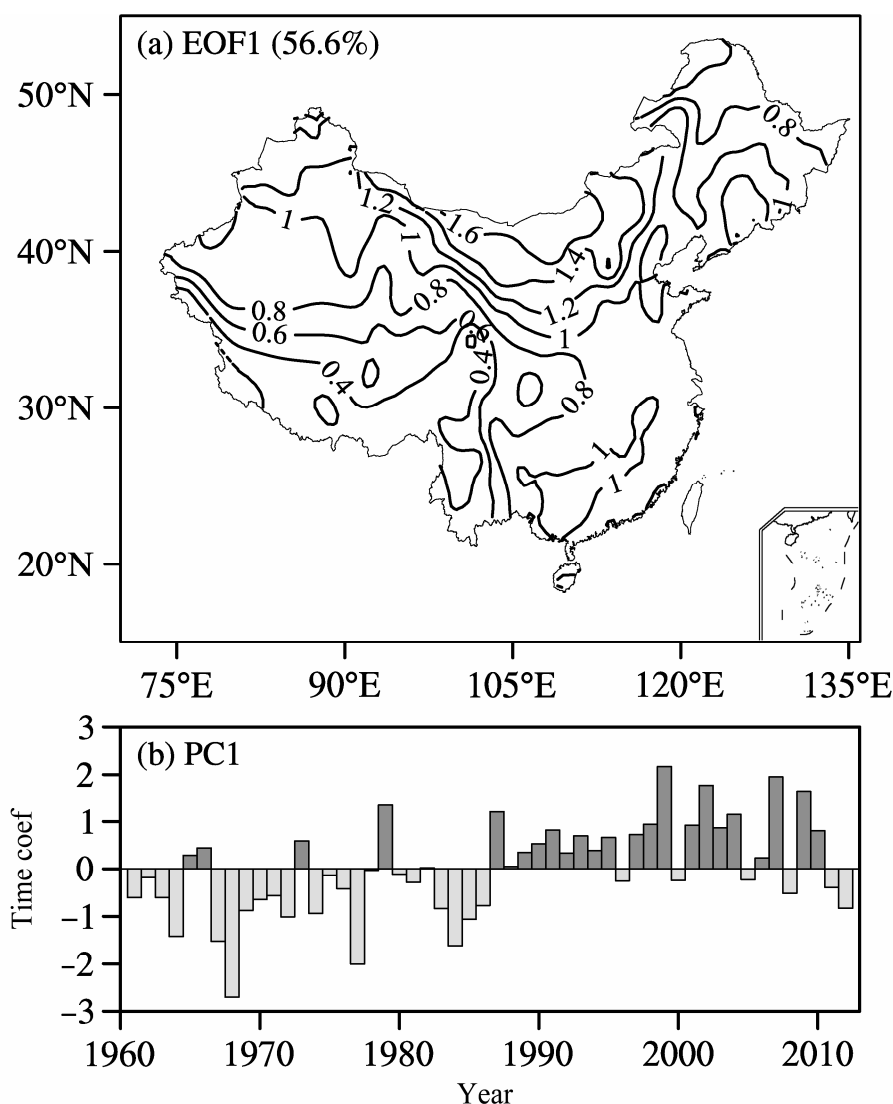


图1 中国1960~2012年冬季(12月至次年2月)气温EOF分析第1主分量(EOF1)的空间分布(a)和相应的时间系数序列(b)。图(a)中实、虚线分别表示正、负信号, EOF1能说明总方差的56.6%

Fig. 1 (a) The spatial distribution and (b) corresponding time-coefficient series of the first principle component (EOF1) of wintertime (December–February of next year) surface air temperature in China during 1960–2012. The solid and dashed lines in Fig.1a denote positive and negative values, respectively, and the EOF1 explains 56.6% of the total variance

图1b可以看到,在1960~1987年期间,我国冬季气温EOF1时间系数普遍为负,结合图1a,这表明此时期全国冬季气温普遍偏低,这时期我国冬季寒潮爆发频次偏多(Huang et al. 2012);而在1988~1998年期间,我国冬季气温EOF1时间系数普遍为正,结合图1a,这表明此时期全国冬季气温普遍偏高,这时期我国冬季寒潮爆发频次偏少(Huang et al., 2012),全国气温变暖。

3.2 南北振荡型变化模式

图2a和图2b分别是中国冬季气温EOF分析第2主分量(即EOF2)的空间分布和时间系数序列。从图2a可以看到,中国冬季气温EOF2的空间分布

呈现出南北振荡型变化特征,即我国东北和华北与我国南方和西南区域气温变化呈现出相反的变化特征。当我国东北、西北和华北地区冬季偏冷,则我国华东、华中、西南和华南气温偏高,如2012年冬季我国东北、华北和西北气温偏低,发生了严重低温和雪灾,而我国华南、华中和西南地区气温偏高;反之,当我国东北、西北和华北地区冬季变暖,则我国华东、华中、西南和华南气温偏低,如2008年1月我国华中、华南、西南气候偏低发生了严重低温雨雪冰冻灾害,而我国东北、华北气温偏高。并且,从图2b可以看到,南北振荡型也有明显的年代际振荡特征。在1964~1987年期间,我

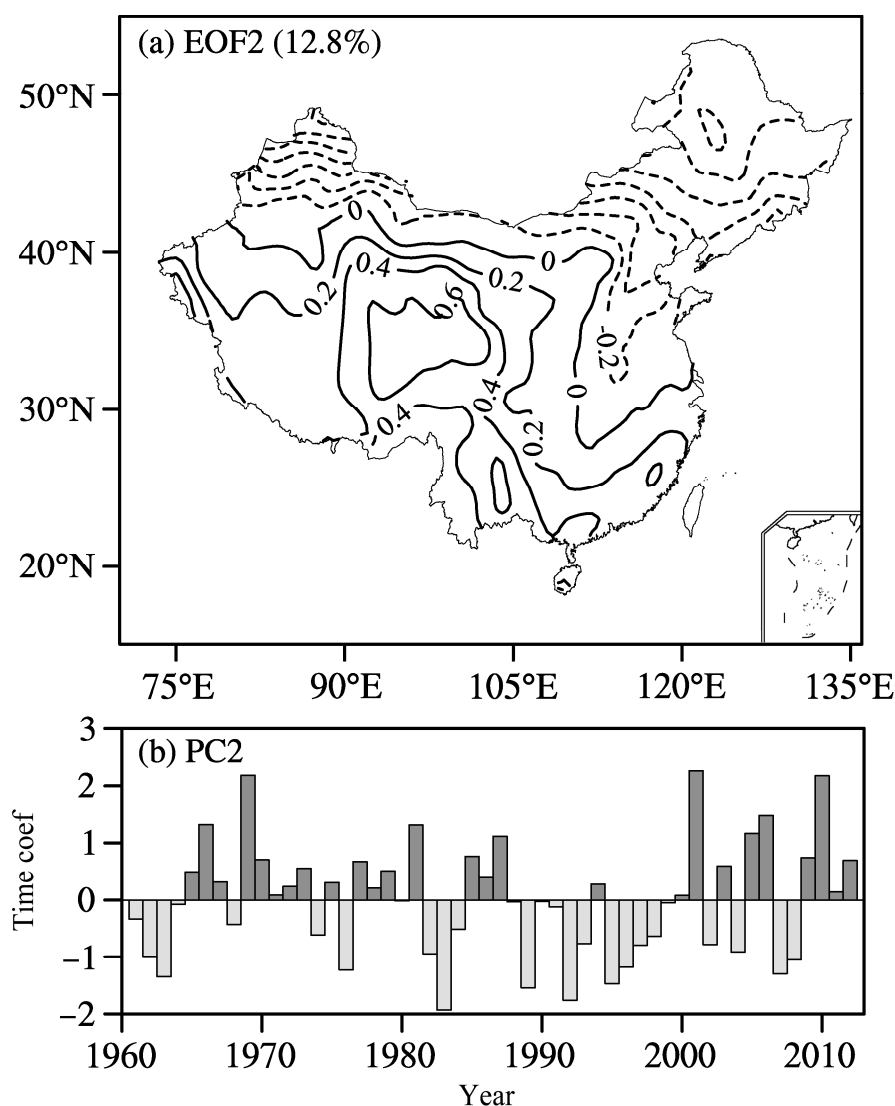


图2 同图1, 但为 EOF2, EOF2 能说明总方差的 12.8%

Fig. 2 Same as Fig. 1 but for EOF2, which explains 12.8% of the total variance

国冬季气温 EOF2 的时间系数为正, 结合图 2a, 这表明了此时期我国东北、华北和西北气温偏低, 而华南、华东、西南和华东气温偏高; 在 1988~1998 年期间, 我国气温 EOF2 的时间系数为负, 结合图 2a, 这表明了此时期我国东北、华北和西北气温偏高, 出现暖冬, 而华南、华东、西南和华东气温偏低; 在 1999~2012 年期间, 我国冬季气温 EOF2 的时间系数又从负变成正负相间, 即在 1999~2012 年期间, 我国北方冬季气温出现冷暖相间的现象, 特别从 2009 年以后变成正, 结合图 2a, 这表明了此时期我国东北、华北和西北气温从偏高变成偏低。

上面分析结果表明: 中国冬季气温的时空变化有两个主模态, 即在空间分布上有全国一致变化分布型和南北振荡变化分布型。这与康丽华等 (2006)

和 Wang et al. (2010) 在研究中国冬季气温年际变化所得结论相同。

3.3 20 世纪 90 年代末与 80 年代中后期发生的中国冬季气温年代际跃变对气温年际变化影响的差别

从上分析可以看到, 中国冬季气温在 1988 年前后和 1999 年前后发生了明显年代际跃变。这两次中国冬季气温的年代际跃变的特征有明显不同, 发生在 1988 年前后的年代际跃变的特征是中国北方 (包括东北、华北和西北) 出现持续暖冬现象; 而发生在 1999 年前后的年代际跃变的特征是中国北方先出现冷暖相间现象, 特别从 2008 年之后出现持续偏冷现象, 而我国西南、华中和华南出现偏暖现象。

为了更好地比较中国冬季气温这两次年代际跃变对中国气温年际变化影响的差别,本研究应用小波分析方法对中国冬季气温 EOF1 和 EOF2 的时间系数进行小波分析(见图 3a 和图 3b)。从图 3a 所示的 EOF1 时间系数小波分析结果可以看出,中国冬季气温第一模态在 1980 年代初之前呈现为显著的 3~4 a 周期,但在 1980 年代中期至 1990 年代末期年际变化不明显,此时期对应中国冬季气温第二模态占主导(图 3b),也表现为显著的 3~4 a 周期。这与黄荣辉等(2007)利用熵谱分析方法所得 EAWM 年际变化周期一致。同时我们可以看出,自 1999 年以来,第一模态表现为以准两年周期变化为主,第二模态表现为以 2 a 和 4 a 左右为峰值的变化周期,这表明两个模态的周期变化均与 1999

年之前的年际变化周期有明显不同。

3.4 20 世纪 90 年代末与 80 年代中后期发生的中国冬季气温年代际跃变站点分布的差别

为了更进一步比较中国冬季气温这两次年代际跃变特征的差别,本研究分别应用 Lepage 和滑动 Student t (MTT) 检验方法来分析中国冬季气温跃变站点分布的差别(见图 4)。从图 4 可以明显看到,在 1988 年和 1999 年前后中国冬季气温出现明显年代际跃变测站的站点都较多。并且,虽然发生在 1988 年前后中国冬季气温的年代际跃变的站点数要多于发生在 1999 年前后年代际跃变的站点数,但如图 5a 所示,中国冬季气温在 1988 年前后发生年代际跃变的站点主要分布在华北、东北以及黄淮和江淮流域,而在 1999 年前后所发生的年代际跃

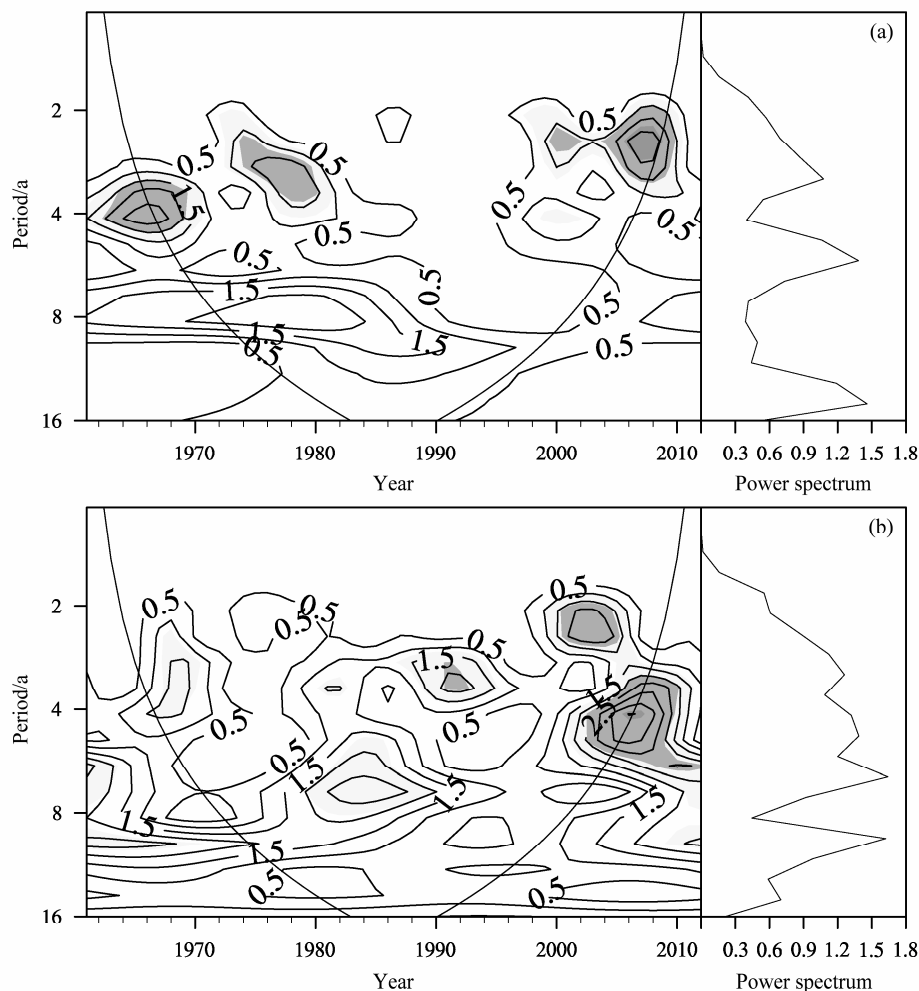


图 3 中国冬季(12 月至次年 2 月)气温 (a) EOF1 和 (b) EOF2 时间系数的小波分析。左图等值线为功率谱,右图曲线为全球小波谱,阴影为通过 95% 的 Chi-square 显著性检验的区域

Fig. 3 The wavelet analyses of the corresponding time coefficients of (a) EOF1 and (b) EOF2 of wintertime surface air temperature in China. The contour on the left denotes the power spectrum, and the curve on the right denotes the global wavelet spectrum; shading depicts power spectrum significant beyond 95% level based on the Chi-square test

变的站点不仅位于中国东北、华北、西北东部,而且还位于华东、华中、西南和华南广大地区。这表明中国更多地区冬季气温在 1999 年前后发生了明显年代际跃变。

上述分析结果表明:中国冬季气温在 20 世纪 90 年代末所发生的年代际跃变不仅表现在中国北方冬季气温的下降,而且冬季气温的年际变化从之前的 3~4 a 周期变成 2~8 a 周期。并且,这次年代际跃变发生在中国更广泛地区。

4 20 世纪 90 年代末发生的 EAWM 年代际跃变特征

中国冬季气温的年代际跃变是与 EAWM 的强

度年代际跃变密切相关。为此,本节首先要分析 EAWM 强度的年际和年代际变化。

4.1 20 世纪 90 年代末发生的 EAWM 的年代际跃变特征及其与西伯利亚高压和阿留申低压强度变异的关系

利用公式 (1) 并分别利用 NCEP/NCAR 和 ERA-40 再分析资料(为了与 NCEP/NCAR 资料时间长度一致,本文在 2002 年之后应用 ERA-interim 再分析资料与 ERA-40 相连接)的海平面气压资料计算了 1958~2012 年的 EAWM 指数(见图 6a 和图 6b)。把图 6a 与图 6b 相比较,可以看到,用 NCEP/NCAR 再分析资料与 ERA-40 再分析资料所计算的 EAWM 指数除 20 世纪 50 和 60 年代有一定

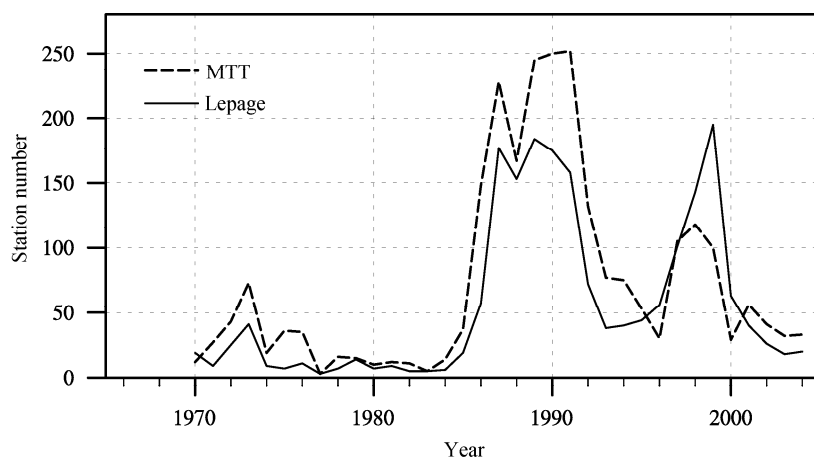


图 4 通过 Lepage (实线) 和 MTT (虚线) 检验 (95% 信度) 的中国冬季气温年代际跃变的站点数

Fig. 4 The station numbers of wintertime surface air temperature anomalies beyond the 95% confidence level based on Lepage (solid line) and MTT (dashed line) tests, respectively

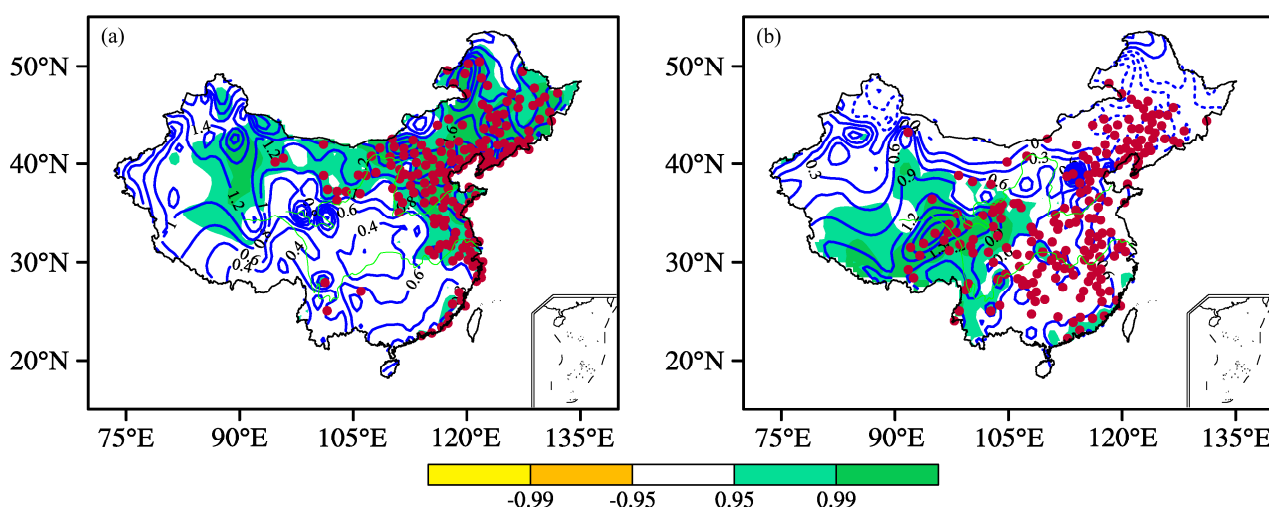


图 5 中国冬季气温年代际平均的距平分布(单位: $^{\circ}\text{C}$, 等值线)及通过 Lepage 检验的气温年代际跃变的站点(红点)分布: (a) 1988~1998 年; (b) 1999~2012 年

Fig. 5 The distributions of interdecadal mean wintertime surface air temperature anomalies in China averaged for (a) 1988~1998 and (b) 1999~2012. The solid and dashed lines depict positive and negative anomalies, respectively; green shading and red dots denote areas and stations with the surface air temperature anomalies beyond the 95% confidence level based on Lepage test, respectively

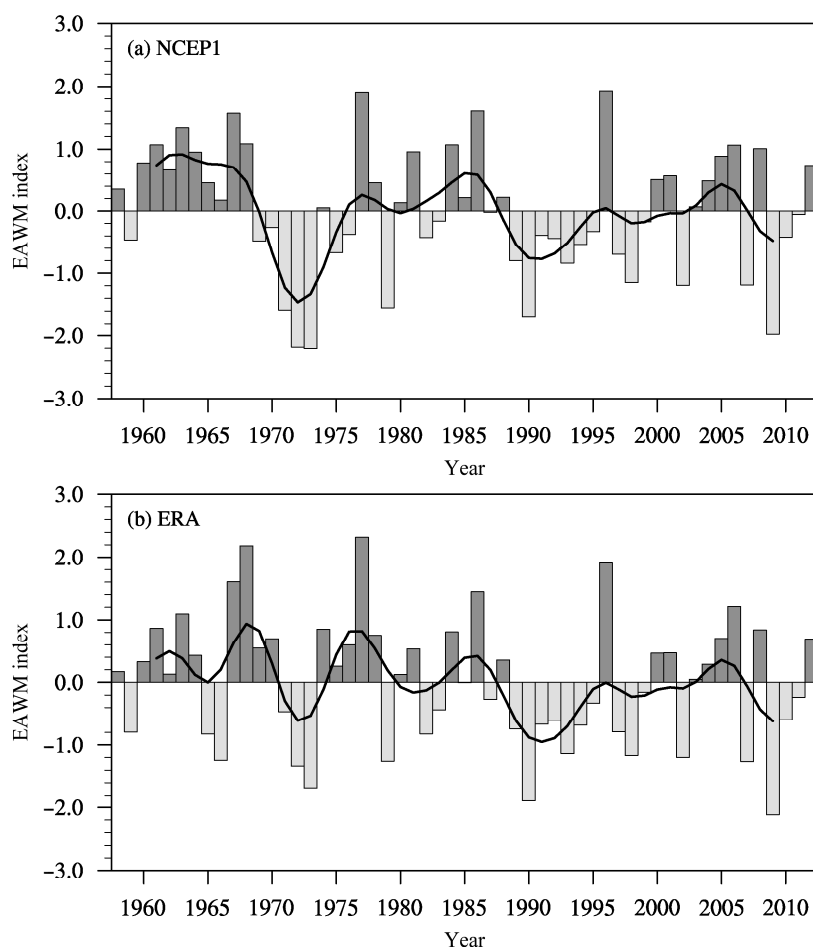


图6 利用 (a) NCEP/NCAR 和 (b) ERA-40 (从 2002 年之后用 ERA-interim) 再分析资料所计算的 1958/1959~2012/2013 年 EAWM 指数的年际变化。曲线表示 9 年滑动平均

Fig. 6 The interannual variations of EAWM (East Asian winter monsoon) indexes during 1958/1959–2012/2013 calculated by using (a) NCEP/NCAR and (b) ERA-40 reanalysis data (the ERA-interim reanalysis data is used after 2002), respectively. The curve indicates 9-year running mean

差别外,从 70 年代中期到 2012 年两者计算结果比较一致。为此,在本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料来研究 1976 年 EAWM 的年际和年代际变化(见图 6)。从图 6a 与图 6b 可以清楚看到,在 1988 年前后和 1999 年前后 EAWM 发生了明显的年代际变化,从 1988 年之后 EAWM 从强变弱,而从 1999 年, EAWM 又从弱变成强弱相间。

EAWM 的变化是与西伯利亚高压和阿留申低压的变化密切相关(Wu and Wang, 2002)。发生在 20 世纪 90 年代末和 80 年代中后期 EAWM 年代际跃变可以更清楚从图 7a–c 所示各时期平均的海平面气压(SLP)距平分布看到。把图 7b 与图 7a 比较可以看到:从 1988 年之后,西伯利亚高压变弱,出现负距平,而阿留申低压也变弱,也出现正距平,根据公式(1),EAWM 指数由正变负;并且,由于东西气压差变小,故偏北风变弱,导致

了 EAWM 变弱。而把图 7c 与图 7b 比较可以清楚看到:从 1999 年之后,西伯利亚由弱变强,出现正距平,而阿留申低压也由弱变强,出现负距平,根据公式(1),EAWM 指数由负变强;并且,由于东西气压差加大,故偏北风加强且导致了 EAWM 变强。

然而,把图 7c 与图 7a 相比较可以明显看到,1999 年之后 EAWM 虽然加强,但它的强度不如 1976~1987 年时期的 EAWM 强度。

4.2 20 世纪 90 年代末与 80 年代中后期发生的 EAWM 年代际跃变对 EAWM 年际变化影响的差别

为了更好地比较发生在 20 世纪 90 年代末与 80 年代中后期 EAWM 年代际跃变对 EAWM 年际变化影响的差别,本研究还应用小波分析方法对 EAWM 指数(即 I_{EAWM})进行分析(见图 8a 与图 8b)。从图 8a 和图 8b 都可以看到,无论利用 NCEP/NCAR

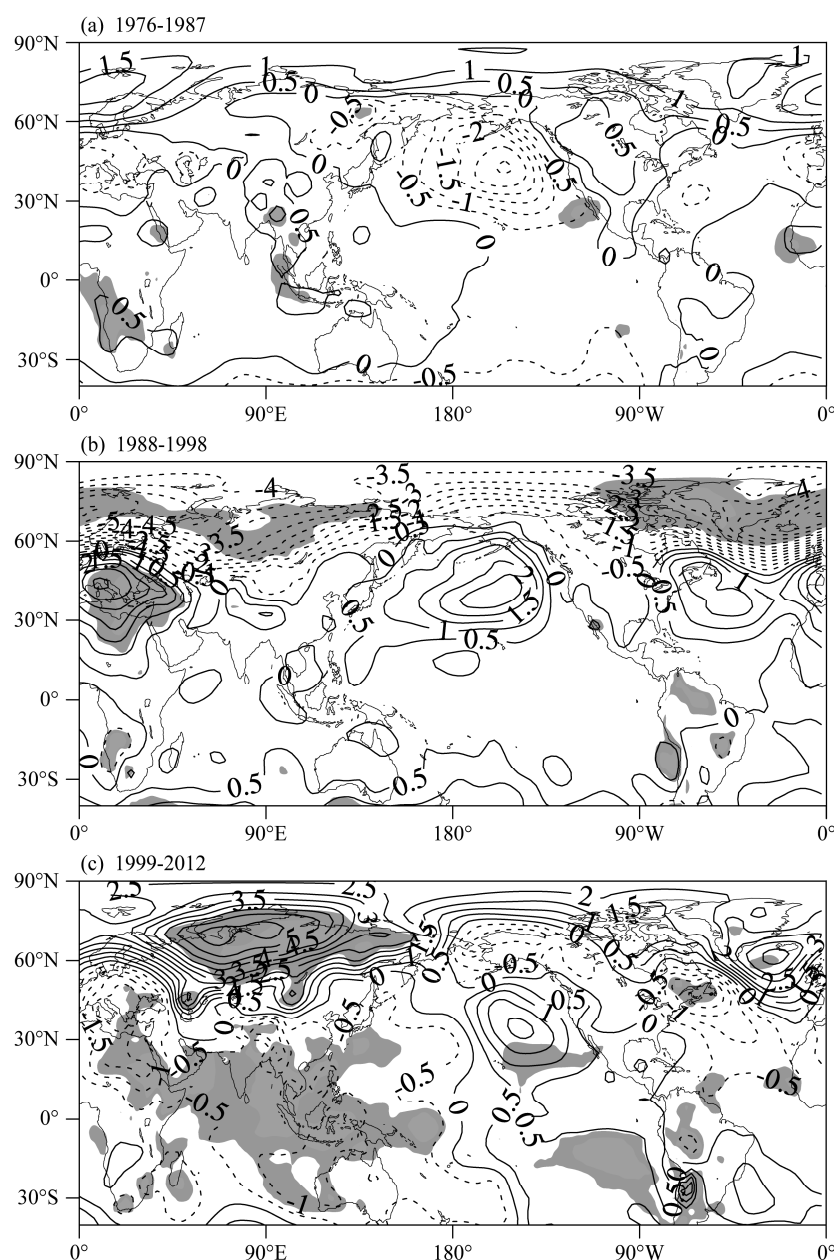


图 7 北半球各时期平均的冬季 (12 月至次年 2 月) 海平面气压距平分布 (单位: hPa): (a) 1976~1987 年; (b) 1988~1998 年; (c) 1999~2012 年。实、虚线分别表示正、负距平, 阴影表示超过 95% 的显著性检验, 资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料

Fig. 7 Distributions of interdecadal mean wintertime (December–February of next year) sea level pressure anomalies (hPa) over the Northern Hemisphere averaged for (a) 1976–1987, (b) 1988–1998, and (c) 1999–2012. The solid and dashed lines denote positive and negative anomalies, respectively. The anomalies beyond the 95% confidence level are shaded. The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data

的 SLP 再分析资料所计算的 I_{EAWM} 或利用 ERA-40 的 SLP 再分析资料所计算的 I_{EAWM} 在 1999 之前呈现出 3~4 a 周期的年际变化特征, 特别是在 1970 年代和 1990 年代, 这与 Huang et al. (2012) 利用熵谱分析方法所得的 EAWM 年际变化周期一致。而在 1999 之后, EAWM 却呈现出显著的准两年周期的年际变化, 这与 1999 年之前 EAWM 年际变化的周期有很大差别。

4.3 20 世纪 90 年代末与 80 年代中期发生的 EAWM 欧亚大陆冬季气温年代际跃变的差别

为了更好地揭示发生在 20 世纪 90 年代末 EAWM 的年代际跃变与发生在 80 年代中后期年代际跃变的差别, 并鉴于上述从 70 年代之后利用两种再分析资料所计算的 EAWM 指数有一定的一致性, 本研究就利用 NCEP/NCAR 地表气温分析了欧亚大陆及西太平洋上空 1976~1987 年、1988~1998

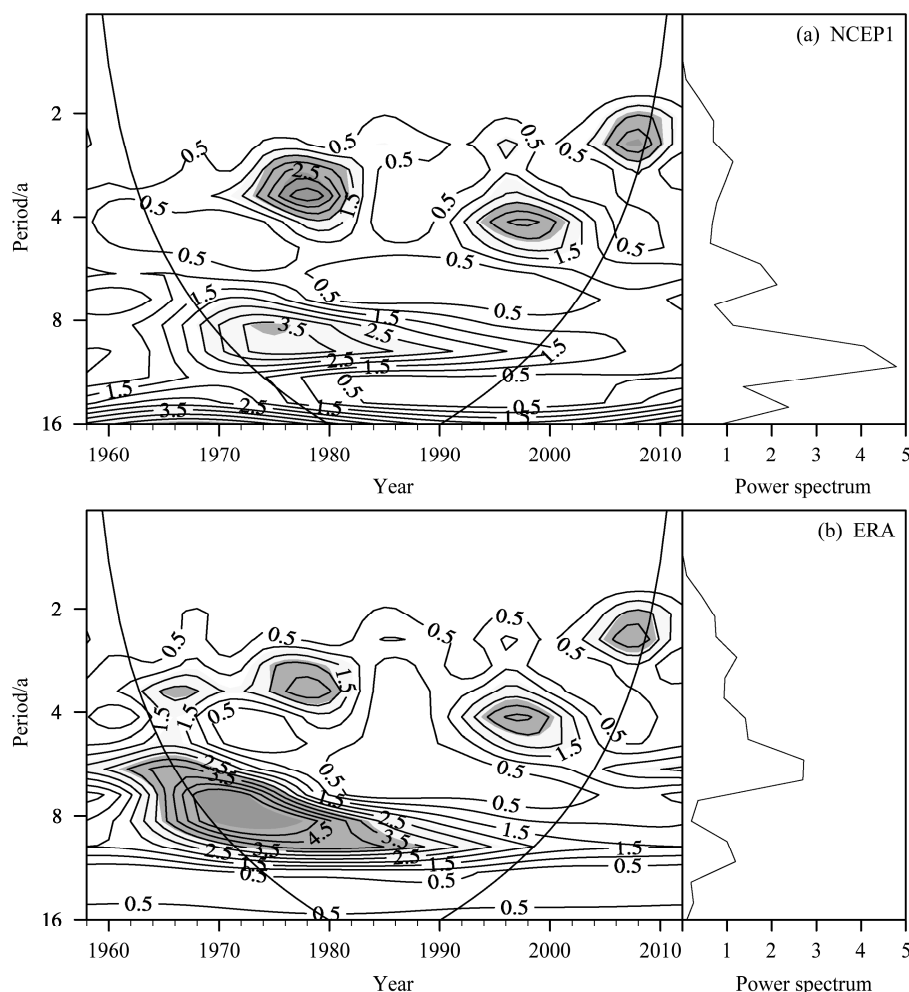


图8 EAWM 指数的小波分析: (a) NCEP/NCAR 再分析资料; (b) ERA-40 再分析资料。左图等值线为功率谱, 右图曲线为全球小波谱, 阴影为通过 95% 的 Chi-square 显著性检验的区域

Fig. 8 The wavelet analyses of the EAWM indexes calculated by using (a) NCEP/NCAR and (b) ERA-40 reanalysis data. The contour on the left denotes the power spectrum, and the curve on the right denotes the global wavelet spectrum; shading depicts power spectrum significant beyond 95% level based on the Chi-square test

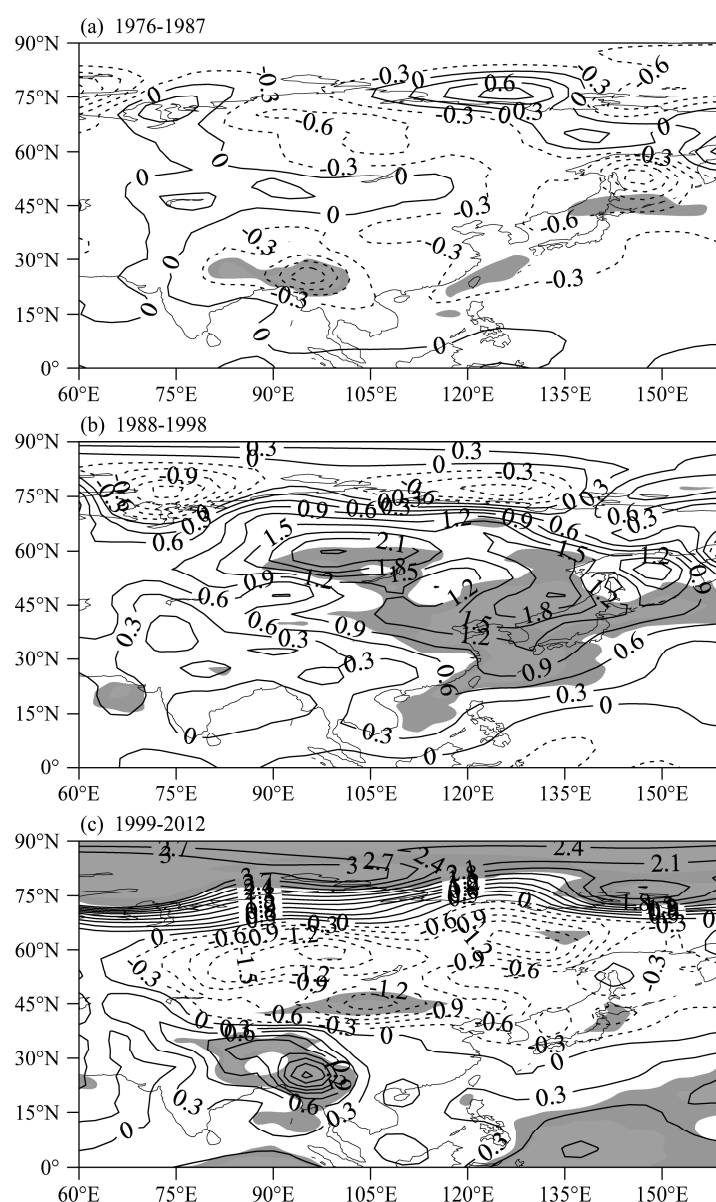
年, 1999~2012 年期间平均的冬季气温距平分布 (见图 9a-c)。把图 9b 与图 9a 相比较可以看到: 1976~1987 年期间, 整个欧亚大陆地表附近的气温偏低, 而在 1988~1998 年期间, 北冰洋地区外, 欧亚大陆地表附近的气温偏高。这表明了随着 1988 年之后东亚冬季风变弱, 欧亚大陆地表附近的气温普遍升高, 出现持续暖冬现象。并且, 把图 9c 与图 9b 作比较可以看到: 在 1999~2012 年期间, 除在北冰洋地区气温由负距平变成正距平外, 在中高纬度的欧亚地区地表附近气温变成负距平, 而在南亚、东南亚和我国南方气温仍为正距平, 这表明了随着 EAWM 变强, 欧亚大陆中高纬度地冬季地表气温又变低。此外, 若把图 9c 与图 9a 和图 9b 比较可以明显看到: 在 1999~2012 年期间, 中国冬季气温距平是北负南正, 即我国北方偏冷, 南方偏暖,

而在 1976~1987 年和 1988~1998 年期间中国冬季气温是全国一致偏冷和全国一致偏暖。因此, 发生在 1990 年代末的 EAWM 年代际跃变使我国冬季气温从全国一致变化型转变成南北振荡型 (即北冷南暖型) 的变化。

以上分析结果表明了发生在 20 世纪 90 年代末的 EAWM 跃变与发生在 80 年代中后期的跃变不同, 这次跃变使我国冬季气温从全国一致变化型转变成南北振荡型的变化。

5 东亚冬季风年代际变化与北半球冬季准定常行星波活动年代际变化的关系

发生在 20 世纪 90 年代末与 80 年代中后期 EAWM 的年代际跃变是与北半球冬季准定常行星

图 9 同图 7, 但为气温距平。单位: $^{\circ}\text{C}$ Fig. 9 Same as Fig. 7, but for surface air temperature anomalies (units: $^{\circ}\text{C}$)

波活动的异常有密切相关。以前的研究表明: 北半球冬季准定常行星波在三维大气中传播存在两支波导, 即极地波导和低纬波导 (Huang and Gambo, 1982, 1983); 它们不仅有年际变化 (Chen et al., 2003), 而且有很明显的年代际变化 (Huang and Wang, 2006; Wang et al., 2009)。并且, Chen et al. (2005) 以及陈文和黄荣辉 (2005) 研究表明了北半球冬季准定常行星波活动的变化通过北半球环状模 (NAM) 严重地影响 EAWM 的强弱。黄荣辉等 (2007) 研究了 2005 年和 2006 年 EAWM 异常的差别及其与这两年北半球冬季准定常行星波活动变异的关系; 并且, Huang and Wang (2006) 以

及 Wang et al. (2009) 研究了发生在 1980 年代中后期的 EAWM 年代际跃变特征及其与北半球准定常行星波活动的关系。为此, 有必要分析和研究发生在 1990 年代末的 EAWM 年代际跃变与北半球准定常行星波活动的关系。

5.1 1988~1998 年与 1976~1987 年期间北半球冬季准定常行星波活动特征及其它们之间的差别

我们利用 (2) 和 (3) 式计算出 1976~1987 年、1988~1998 年、1999~2012 年各时期每年冬季准定常行星波的 E-P 通量及其散度。图 10a-c 分别是所计算的 1976~1987 年期间、1988~1998 年期间平均的冬季北半球 1~3 波合成的准定常行星

波及其散度分布以及它们之差（后者减前者）。从图 10a 可以看到：在 1976~1987 年期间，北半球冬季准定常行星波在 60°N 附近的上空通过极地波导上传到平流层偏强，而在对流层通过低纬波导向低纬度对流层上层传播偏弱。并且，如图 10a 所示，由于极地波导偏强，而低纬波导偏弱，这引起了北半球 50°~70°N 地区上空的对流层和平流层的 E-P 通量散度为负，即 E-P 通量辐合强，而在 35°N 附近上空对流层上层 E-P 通量散度为正，即 E-P 通量辐散。

同时，从图 10b 可看到：在 1988~1998 年期间，北半球冬季准定常行星波在 60°N 附近上空通过极地波导上传到平流层比 1976~1987 年期间的冬季明显偏弱，而在对流层通过低纬波导向低纬度对流层上层传播显然比 1976~1987 年冬季的传播偏强。由于 1988~1998 年期冬季极地波导偏弱，而低纬波导偏强，因而引起了此时期北半球冬季 50°~70°N 地区上空的对流层和平流层的 E-P 通量辐合比 1976~1987 年期间冬季偏弱，而在 35°N 附近上空对流层 E-P 通量的辐散比 1976~1987 年期间偏弱。这些差别可以从图 10c 所示的这两时期的 E-P 通量散度之差更清楚看到，如图 10c 所示，从 40°~60°N 的对流层和 50°~70°N 的平流层 E-P 通量的散度之差都为正值。这表明 1988~1998 年期间北半球冬季准定常行星波 E-P 通量辐合比 1976~1987 年期间的辐合变弱（即辐散加强），而在 30°~40°N 对流层上层 E-P 通量辐散也变弱（即辐合加强）。

5.2 1999~2012 年与 1988~1998 年期间北半球冬季准定常行星波活动的差别

图 11a-c 分别是所计算的 1988~1998 年期间和 1999~2012 年期间平均的北半球冬季 1~3 波合成的准定常行星波及其散度以及之差。从图 11b 与图 11a 可看到：在 1999~2012 年期间，冬季准定常行星波在 40°~60°N 上空通过极地波导上传到平流层比 1988~1998 年期间的冬季明显偏强，而在对流层通过低纬波导向低纬度对流层上层传播显然比 1988~1998 年期间冬季的传播偏弱；并且，由于在 1999~2012 年期间冬季极地波导变得偏强，而低纬波导变得偏弱，因而在 1999~2012 年期间北半球冬季 50°~70°N 地区上空的对流层和平流层的 E-P 通量辐合比 1988~1998 年期间冬季偏强，而在 30°~40°N 附近上空对流层 E-P 通量的

辐散偏强。这从图 11c 所示的这两时期的 E-P 通量散度之差可以更明显看到，如图 11c 所示，从 40°~60°N 的对流层和 50°~70°N 的平流层 E-P 通量的散度之差都是负值，这表明 1999~2012 年期间北半球冬季准定常行星波 E-P 通量辐合比 1988~1998 年期间的辐合增强。而在 30°~40°N 对流层上层 E-P 通量辐散也加强。

上述结果表明了 1999~2012 年期间，北半球冬季准定常行星波沿极地波导往平流层传播加强，而沿低纬波导往副热带对流层上层传播减弱，这引起了高纬度地区上空准定常行星波 E-P 通量辐合加强，而副热带上空 E-P 通量辐散加强。

6 北半球冬季准定常行星波活动的年代际变化对北极涛动(AO)和 EAWM 年代际变化的影响

上述分析结果表明了从 20 世纪 90 年代末开始的北半球冬季准定常行星波的传播发生了明显的年代际变化，出现了明显不同于 1988~1998 年期间的传播特征。依据 (4) 式，半球冬季准定常行星波 E-P 通量的辐散或辐合的变化对于纬向平均气流的变化有着重要影响。若北半球冬季准定常行星波 E-P 通量的散度为负（辐合），即 $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ ，则北半球纬向平均西风将减弱；反之，若北半球冬季准定常行星波 E-P 通量的散度为正（辐散），即 $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ ，则北半球纬向平均西风将加强。因此，在上节所述北半球冬季准定常行星波传播及其 E-P 通量散度分布的年代际变化将直接对北半球冬季纬向平均气流造成重要影响。为此，本节首先利用 NCEP/NCAR 再分析资料分析北半球冬季纬向平均纬向风的年代际变化。

6.1 北半球冬季准定常行星波活动对纬向平均纬向流年代际跃变的影响

图 12a-c 分别是利用 NCEP/NCAR 风场再分析资料所计算的 1988~1998 年，1999~2012 年时期平均的纬向平均纬向风距平分布。从图 12a 可以看到：在 1976~1987 年期间冬季，北半球 40°N 以北地区对流层和平流层下层纬向平均西风为负距平，在平流层中层纬向平均西风为正距平，而在 40°N 以南地区对流层纬向平均西风为正距平。并且，从图 12b 可以看到：到了 1988~1998 年期间冬季，北半球 40°N 以北地区对流层和平流层纬向平均西风为正距平，特别在 60°N 平流层有大的西风距平。

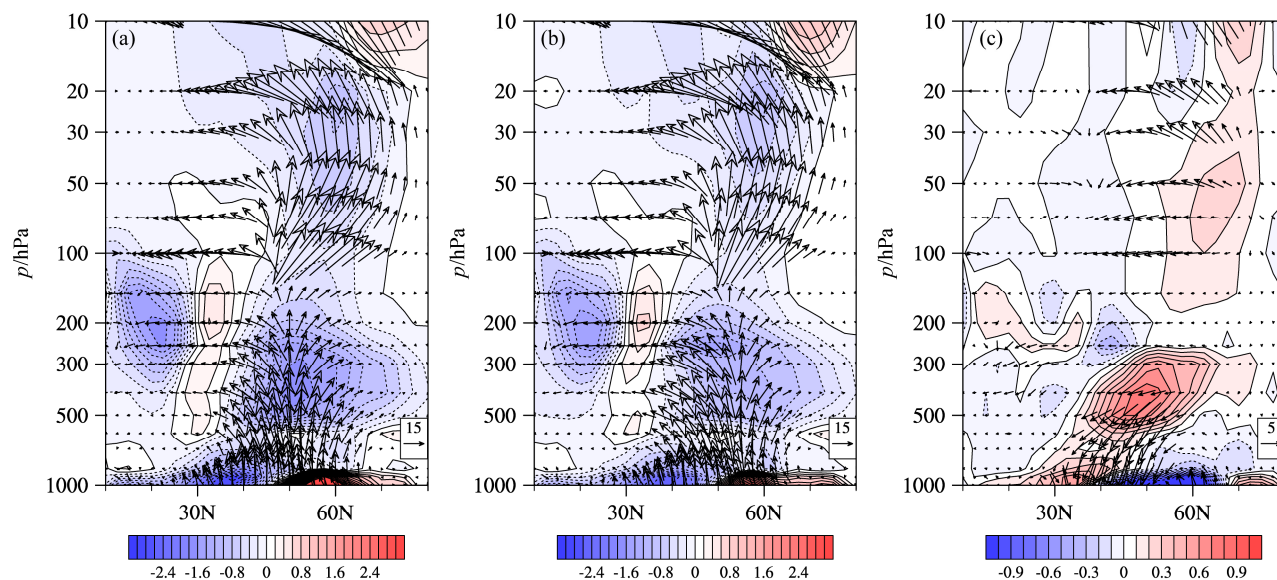


图 10 (a) 北半球 1976~1987 年、(b) 1988~1998 年平均的冬季准定常行星波 1~3 波合成的 E-P 通量 ($\times \rho^{-1}$) (单位: $\text{m}^3 \text{s}^{-2}$) 及其散度 (单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{d}^{-1}$) 分布以及 (c) 它们之差 (1988~1998 年冬季减去 1976~1987 年冬季)。E-P 通量散度中红色表示正值 (辐散), 蓝色表示负值 (辐合), 资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料

图 10 Composite distributions of E-P fluxes ($\times \rho^{-1}$) (Unit: $\text{m}^3 \text{s}^{-2}$) of quasi-stationary planetary waves for wave numbers 1-3 and their divergences (Units: $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{d}^{-1}$) over the Northern Hemisphere averaged for the winters of (a) 1976-1987 and (b) 1988-1998, and (c) the differences between them (1988-1998 minus 1976-1987). The red and blue areas indicate positive (divergence) and negative (convergence) values, respectively. The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data

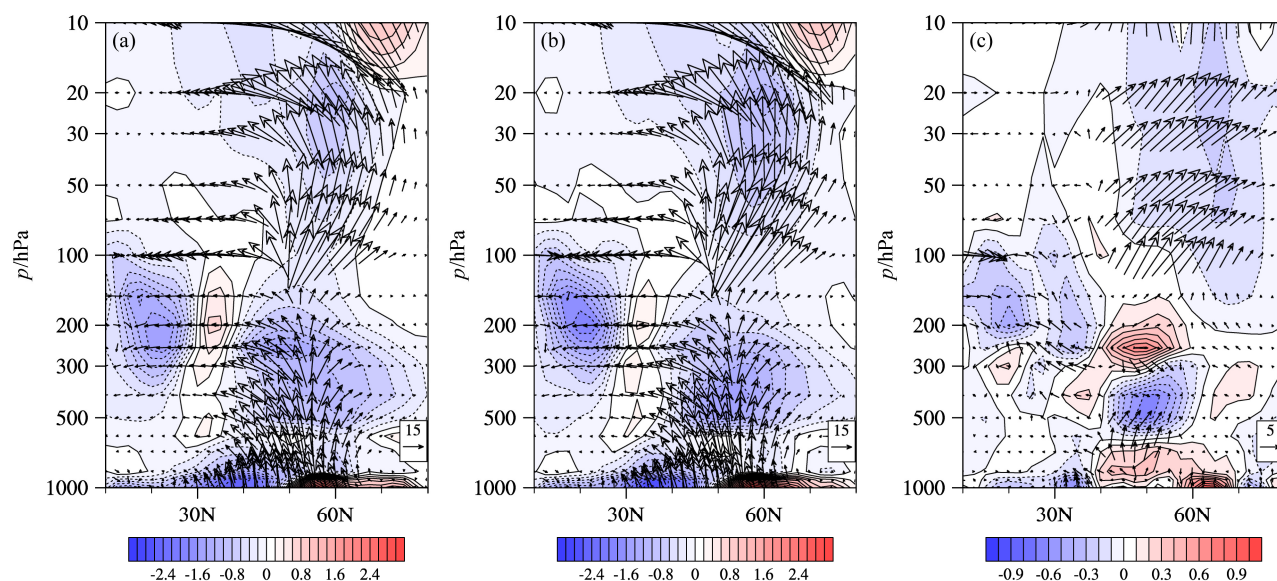


图 11 同图 10, 但为 (a) 1988~1998 年和 (b) 1999~2012 年

Fig. 11 As Fig. 10, but for (a) 1988-1998 and (b) 1999-2012

把图 12b 与图 12a 相比较, 可以看到: 此时期 40°N 以北高纬度地区西风增强, 这正是由于此时期极地波导减弱导致的高纬地区行星波 E-P 通量的辐散加强而引起; 而在 40°N 以南的对流层纬向平均西风为负距平, 这表明此时期冬季副热带地区西风气流偏弱, 这正是由于此时期低纬波导变强所导致的北

半球副热带地区行星波 E-P 通量的辐合加强而引起。然而, 从图 12c 可以看到: 到了 1999~2012 年期间冬季, 北半球 45°N 以北地区对流层和平流层纬向平均西风为负距平, 特别在 60°N 平流层为显著的风速负距平, 这表明此时期 45°N 以北高纬度地区西风偏弱, 这正是由于此时期极地波导加强

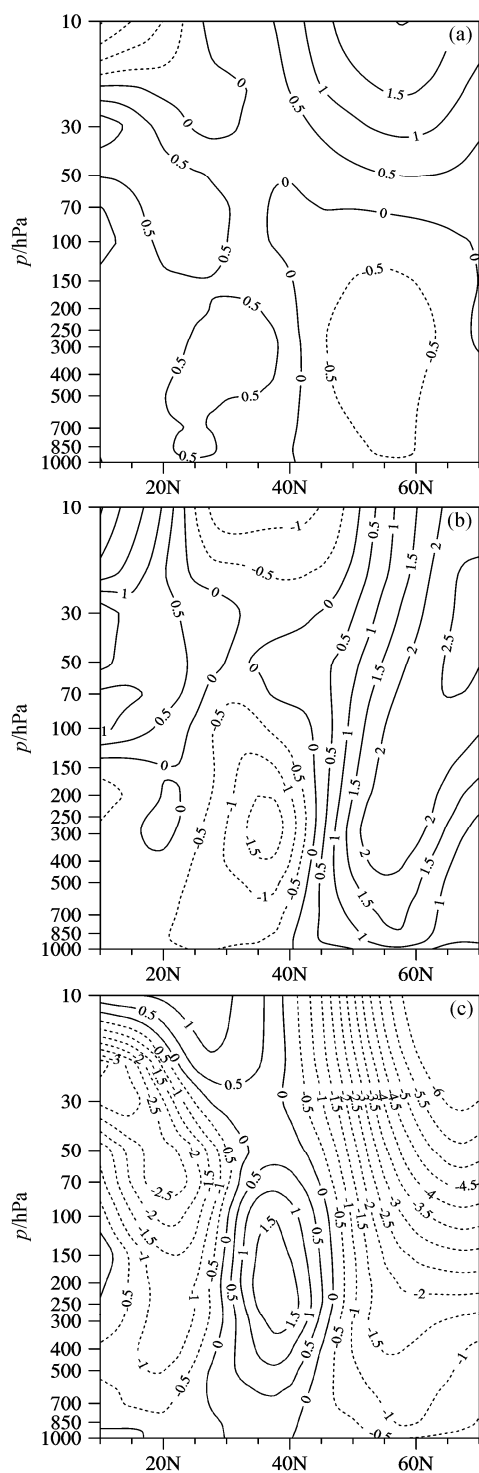


图 12 (a) 1976~1987 年期间、(b) 1988~1998 年期间和 (c) 1999~2012 年期间平均的北半球冬季纬向平均纬向风距平随高度和纬度的分布。单位： m s^{-1} 。1971~2000 年北半球各层气候平均的纬向风速取为正常值。图中实、虚线分别表示正、负距平。风场资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料

Fig. 12 Composite distributions of zonal mean zonal wind anomalies (unit: m s^{-1}) with height and latitude for the winters of (a) 1976~1987, (b) 1988~1998, and (c) 1999~2012. The climatological mean zonal winds from 1971 to 2000 are defined as the normals. The solid and dashed lines denote positive and negative anomalies, respectively. The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data

导致的北半球高纬地区行星波 E-P 通量的辐合加强而引起；而在 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 对流层纬向平均西风为正距平，这表明此时期冬季副热带地区西风气流又加强，这正是由于此时期低纬波导变弱导致的在北半球副热带地区行星波 E-P 通量辐散加强而引起。

上述结果可以从图 13a 和图 13b 所示的 1988~1998 年和 1999~2012 年期间平均的冬季欧亚上空 200 hPa 纬向风距平分布得到进一步证实。如图 13a 所示，在 1988~1998 年期间冬季欧亚大陆高纬度地区上空 200 hPa 有西风距平，这表明此地区西风偏强，而副热带地区上空 200 hPa 有东风距平，这表明此地区西风偏弱。然而，到了 1999~2012 年期间，如图 13b 所示，在欧亚大陆高纬度地区上空 200 hPa 出现东风距平，而副热带地区上空 200 hPa 有西风距平。这表明此时期高纬度地区上空西风偏弱，而副热带地区上空西风偏强。

无论从上述纬向平均纬向风距平分布或是从欧亚大陆上空 200 hPa 纬向风距平分布都可以看到：北半球冬季纬向风在 20 世纪 90 年代末发生了明显的年代际跃变，在高纬度地区纬向风变弱，即极峰急流变弱，而副热带地区纬向风变强，即副热带急流变强。这与发生在 1980 年代中后期的纬向风的年代际跃变特征有明显的不同。

6.2 北半球冬季准定常行星波活动对 AO 年代际变化的影响

上述结果表明了北半球冬季准定常行星波活动的变化通过波一流相互作用将直接影响着北半球冬季纬向气流，而冬季纬向气流的变化将通过影响北半球环状模 (NAM) 进而影响 AO (Thompson and Wallace, 2000)。

Chen et al. (2005) 从北半球冬季准定常行星波 E-P 通量的散度定义了一个行星波活动指数，他们所定义的指数 I_{pwa} 是

$$I_{\text{pwa}} = \text{Nor}(\nabla \cdot \mathbf{F}_A - \nabla \cdot \mathbf{F}_B), \quad (5)$$

式中， $\nabla \cdot \mathbf{F}_A$ 和 $\nabla \cdot \mathbf{F}_B$ 分别为 (500 hPa, 50°N) 和 (300 hPa, 40°N) 区域行星波 E-P 通量的散度，Nor. 表示利用与 (1) 式相同的算法对 $(\nabla \cdot \mathbf{F}_A - \nabla \cdot \mathbf{F}_B)$ 进行标准化运算。

利用 1950~2012 年冬季准定常行星波 E-P 通量的散度，从 (5) 式便可以计算出各年冬季的行星波活动指数 I_{pwa} (见图 14)。从图 14 可看到：北半球冬季准定常行星波指数 I_{pwa} 与 AO 指数有很好的正相关，它们之间的相关系数达到 0.67，超过了

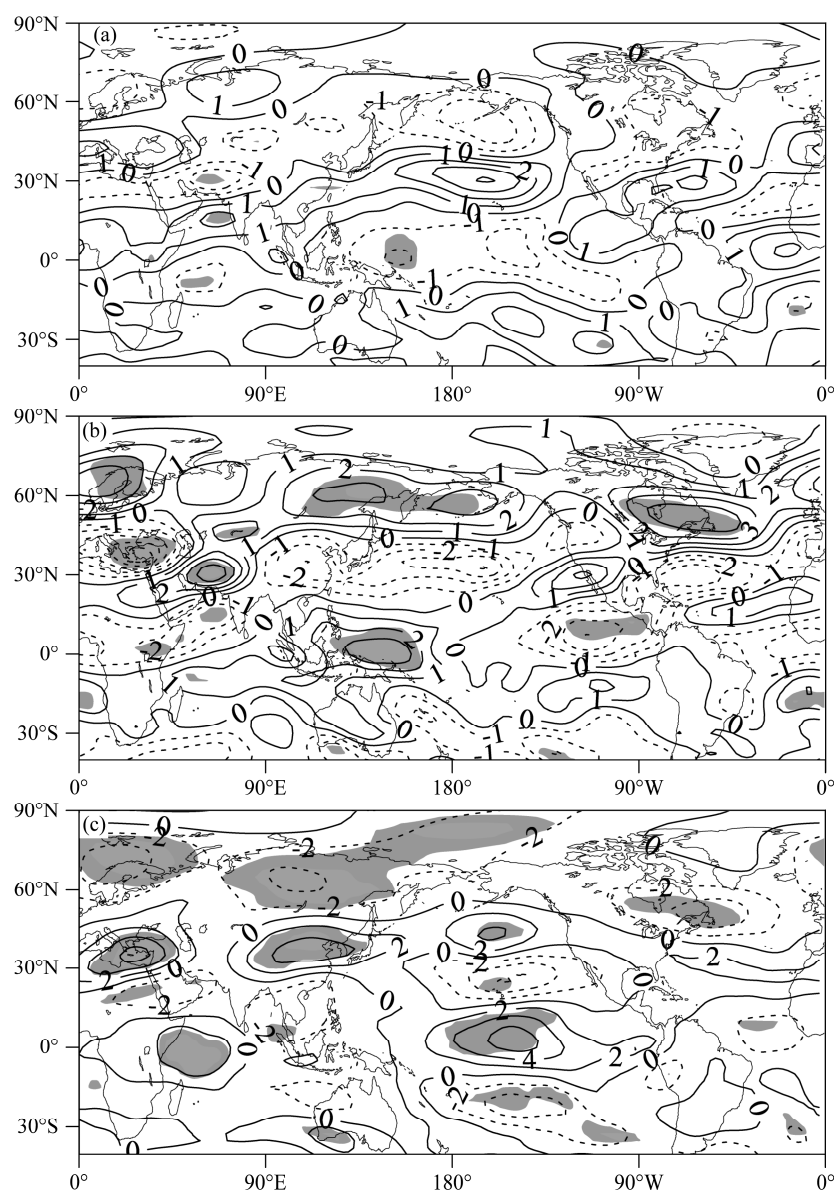


图 13 同图 12, 但为 200 hPa 面上纬向风距平 (单位: m s^{-1})。阴影区表示超过 95% 显著性检验

Fig. 13 As in Fig. 12, except for the zonal wind anomalies at 200 hPa (unit: m s^{-1}). The areas over 95% confidence level are shaded

99% 的信度。这就说明了北半球冬季准定常行星波活动的变化通过波一流相互作用影响了高纬度和副热带上空纬向流的变化, 并通过北半球环状模 (NAM) 的变化影响到 AO 的变化。并且, 如图 14 所示, 1976~1987 年期间冬季行星波活动处于低指数, AO 指数为负; 而在 1988~1998 年期间冬季, 行星波活动指数变成高指数, 此时期 AO 指数也变为正; 到了 1999~2012 年期间冬季, 行星波活动指数又变成低指数, 此时期 AO 指数也随之由正变负。

从上分析结果可以看到: 从 20 世纪 90 年代末以后, 由于北半球冬季准定常行星波传播发生了年代际跃变, 使得行星波活动指数由正变负, 导致

AO 指数也由正变负。这与在 1988~1998 年期间冬季北半球冬季准定常行星波活动指数由负变正且导致 AO 也由负变正截然不同。

6.3 北半球冬季 AO 年代际变化对 EAWM 年代际跃变的影响

上述结果表明了在 1999~2012 年期间冬季 AO 为负位相, 而在 1988~1998 年期间冬季 AO 正位相。Gong et al. (2001) 以及 Wu and Wang (2002) 的研究表明, AO 对于 EAWM 有很明显的影响, 他们指出: 若某一年冬季 AO 指数为负, 则该年 EAWM 偏强; 反之, 若某一年冬季 AO 为正, 则该年 EAWM 偏弱。

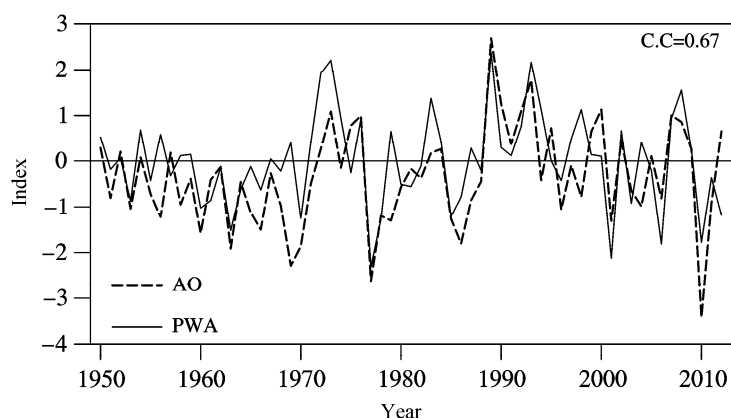


图 14 1950~2012 年北半球冬季准定常行星波活动指数 I_{pwa} (实线) 与 AO 指数 (虚线) 年际变化曲线。资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料

Fig. 14 Interannual variability of I_{pwa} (solid line) and AO index (dashed line). The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data

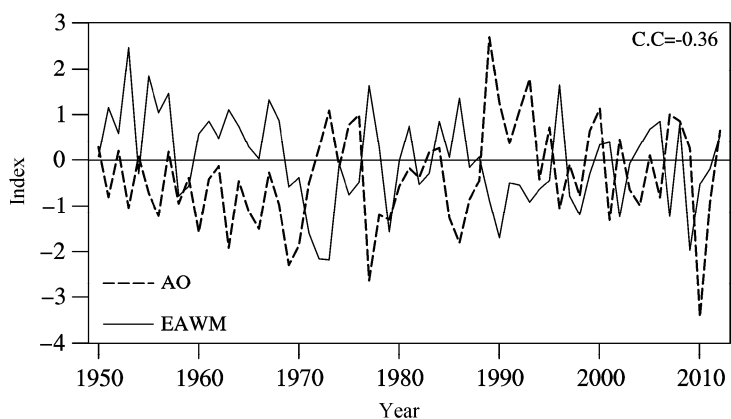


图 15 1950~2012 年东亚冬季风指数 I_{EAWM} (实线) 与 AO 指数 (虚线) 的年际变化

Fig. 15 Interannual variability of the EAWM index (solid line) and AO index (dashed line). The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data

图 15 是 1950~2012 年北半球冬季 AO 指数与 EAWM 指数 (I_{EAWM}) 的年际变化曲线。从图 15 可以看到, EAWM 指数与冬季 AO 指数有很好的负相关, 它们之间相关系数达到 -0.36 , 达到 99% 的信度。并且, 从图 15 还可看到: 1988~1998 年期间冬季 AO 指数由负变正, 而 I_{EAWM} 由正变负, 这表明此时期, 由于 AO 处于正位相, 它引起了 EAWM 偏弱; 并且, 在 1999~2012 年期间冬季 AO 指数由正变负, 而 I_{EAWM} 由负变正, 这表明此时期, 由于 AO 处于微弱的正位相, 它引起了 EAWM 稍偏强。若把 1999~2012 年期间与 1976~1987 年期间冬季 AO 指数相比, 则 1999~2012 年期间冬季 AO 指数远不如 1976~1987 年期间冬季 AO 指数的负值。因此, 1999~2012 年期间的 EAWM 远不如 1976~1987 年期间冬季风强。

7 结论和讨论

为纪念陶诗言先生对东亚冬季风研究的杰出

贡献, 本文利用我国 553 站观测气温、NCEP/NCAR 和 ERA 再分析资料分析了 20 世纪 90 年代末我国冬季气温和 EAWM 的年代际跃变特征。分析结果表明: 从 20 世纪 90 年代末之后, 我国冬季气温发生了明显的年代际跃变, 我国北方冬季气温从偏高变成偏低, 低温雨雪冰冻灾害频繁发生, 这与 EAWM 由偏弱变成偏强的年代际变化有关, 即与西伯利亚高压和阿留申低压加强有关; 并表明这次跃变不仅使中国冬季气温从全国一致变化型变成南北振荡型 (即北冷南暖型), 而且使我国冬季气温和 EAWM 的年际变化也发生了显著的年代际变化。

并且, 本文还从冬季北极涛动 (AO) 和北半球准定常行星波活动的年代际变化来讨论这次年代际跃变的机理。分析结果表明: 在 1999~2012 年期间, 北半球冬季准定常行星波在高纬度地区沿极地波导传播到平流层加强, 而沿低纬波导往低纬度对流层上层传播减弱, 它造成了行星波 E-P 通量在高纬度地区上空辐合加强, 而在副热带地区上空

E-P 通量辐散加强,从而引起了北半球高纬度地区从对流层到平流层纬向平均纬向流和欧亚上空极锋急流减弱,而副热带急流加强,这导致了 AO 减弱,因而利于西伯利亚高压和阿留申低压的加强,即 EAWM 加强。这些变化与发生在 1988~1998 年期间的北半球冬季准定常行星波活动的年代际变化特征有明显不同。

本文只是从大气内部动力成因来讨论了在 20 世纪 90 年代末发生的 EAWM 年代际跃变的机理。海洋和陆面过程等大气外强迫因子的年代际变化对于这次年代际跃变也起了重要作用,这将以后再进一步再讨论。

参考文献 (References)

- Chen Wen, Graf H F. 1998. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to global circulation [R]. Max-Planck-Institute of Meteorology Report., No. 250.
- 陈文, 黄荣辉. 2005. 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, 29: 137–146. Chen Wen, Huang Ronghui. 2005. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 29: 137–146.
- Chen Wen, Graf H F, Huang R H. 2002. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 17: 48–60.
- Chen W, Takuhashi M, Graf H F. 2003. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST [J]. J. Geophys. Res., 18 (D24), 4797, doi:10.1029/2003JD003834.
- Chen Wen, Yang Song, Huang Ronghui. 2005. Relationship between stationary planetary wave activity and the East Asian winter monsoon [J]. J. Geophys. Res., 110, D1410, doi:10.1029/2004JD005669.
- Edmon M J Jr, Hoskins B J, McIntyre M E. 1980. Eliassen-Palm cross sections for the troposphere [J]. J. Atmos. Sci., 37: 2600–2617.
- Gong Daoyi, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 28: 2073–2076.
- Huang Ronghui, Gambo K. 1982. The response of a hemispheric multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources. Part I: Forcing by topography, and Part II: Forcing by stationary heat sources and forcing by topography and stationary heat sources [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 60: 78–108.
- Huang Ronghui, Gambo K. 1983. On other wave guide in stationary planetary wave propagations in the winter Northern Hemisphere [J]. Science in China, 26: 940–950.
- Huang Ronghui, Wang Lin. 2006. Interdecadal variation of Asian winter monsoon and its association with the planetary wave activity [C] // Proc. International Symposium on Asian Monsoon. Kuala Lumpur, Malaysia, 126.
- 黄荣辉, 刘永, 冯涛. 2013. 20 世纪 90 年代末中国东部夏季降水和环流的年代际变化特征及其内动力成因 [J]. 科学通报, 58: 617–628.
- Huang Ronghui, Liu Yong, Feng Tao. 2013. Interdecadal change of summer precipitation over eastern China around the late-1990s and associated circulation anomalies, internal dynamical causes [J]. Chinese Sci. Bull., 58: 1339–1349.
- 黄荣辉, 魏科, 陈际龙, 等. 2007. 东亚 2005 年和 2006 年冬季风异常及其与准定常行星波活动关系的分析研究 [J]. 大气科学, 31: 1033–1048. Huang Ronghui, Wei Ke, Chen Jilong, et al. 2007. The East Asian winter monsoon anomalies in the winter of 2005 and 2006 and their relations to the quasi-stationary planetary wave activity in the Northern Hemisphere [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 31: 1033–1048.
- Huang Ronghui, Chen Jilong, Wang Lin, et al. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system [J]. Adv. Atmos. Sci., 29: 910–942.
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon [J]. J. Climate, 17: 711–726.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–471.
- 康丽华, 陈文, 魏科. 2006. 我国冬季气温年代际变化及其与大气环流异常变化的关系 [J]. 气候与环境研究, 11: 330–339. Kang Lihua, Chen Wen, Wei Ke. 2006. The interdecadal variation of winter temperature in China and its relation to the anomalies in atmospheric general circulation [J]. Climate Environ. Res. (in Chinese), 11: 330–339.
- Lepage Y. 1971. A combination of Wilcoxon's and Ansari-Baradley's statistics [J]. Biometrika, 58: 213–217.
- Li Y Q, Yang S. 2010. A dynamical index for the East Asian winter monsoon [J]. J. Climate, 23: 4255–4262.
- Liu Y, Huang G, Huang R H. 2011. Inter-decadal variability of summer rainfall in eastern China detected by the Lepage test [J]. Theor. Appl. Climatol., 106: 481–488.
- 陶诗言. 1952. 冬季从印缅移过来的高空低槽 [J]. 气象学报, 23: 171–192. Tao Shiyan. 1952. The low trough in the upper level moved from the region of Indo-Burma [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 23: 171–192.
- 陶诗言. 1956. 冬季中国上空平直西风环流条件下的西风波动 [J]. 气象学报, 27: 345–360. Tao Shiyan. 1956. The upper air cold trough over China during high index circulation over Far East [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 27: 345–360.
- 陶诗言. 1957. 阻塞形势破坏时期的东亚一次寒潮过程 [J]. 气象学报, 28: 63–74. Tao Shiyan. 1957. A synoptic and aerological study on a cold wave in the Far East during the period of the break down of the blocking situation over Euroasia and Atlantic [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 28: 63–74.
- 陶诗言. 1959. 十年来我国对东亚寒潮的研究 [J]. 气象学报, 30: 226–230. Tao Shiyan. 1959. Study on East Asian cold waves in China during recent 10-years (1949–1959) [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 30: 226–230.
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬季风对 ENSO 现象的响应 [J]. 大气科学, 22: 399–407. Tao Shiyan, Zhang Qingyun. 1998. Response of the Asian winter and summer monsoon to ENSO events [J]. Chinese J. Atmos. Sci.

- (in Chinese), 22: 399–407.
- 陶诗言, 李毓芳, 温玉璞. 1965. 东亚对流层上部和平流层中下部大气环流的初步研究 [J]. 气象学报, 37: 155–165. Tao Shiyan, Li Yufang, Wen Yupu. 1965. A preliminary study on the general circulation of East Asia in the upper troposphere and stratosphere [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 37: 155–165.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2002. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to month variability [J]. J. Climate, 13: 1000–1016.
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131: 2961–3012.
- Wang B, Wu Z W, Chang C P, et al. 2010. Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes [J]. J. Climate, 23: 1495–1512.
- Wang Lin, Chen Wen. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? [J]. Adv. Atmos. Sci., 27: 855–870.
- Wang Lin, Chen Wen. 2013a. An intensity index for the East Asian winter monsoon [J]. J. Climate, 24, doi:10.1175/JCLI-D-13-00086.1.
- Wang Lin, Chen Wen. 2013b. The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s [J]. Chinese Sci. Bull., 59 (4):430–436, doi:10.1007/s11434-013-0029-0.
- Wang Lin, Huang Ronghui, Gu Lei. 2009. Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity [J]. J. Climate, 22: 4860–4872.
- 王遵娅, 丁一汇. 2006. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能原因 [J]. 大气科学, 30: 1068–1076. Wang Zunya, Ding Yihui. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30: 1068–1076.
- Wu Bingyi, Wang Jia. 2002. Winter Arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. Geophys. Res. Letter, 29 (19), 1897, doi:10.1029/2002 GL015373.