

韦玮, 王林, 陈权亮, 等. 2014. 我国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系 [J]. 大气科学, 38 (3): 524–536, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13320.
Wei Wei, Wang Lin, Chen Quanliang, et al. 2014. Interannual variations of early and late winter temperatures in China and their linkage [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 524–536.

我国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系

韦玮^{1,2} 王林² 陈权亮¹ 刘毓贇²

¹ 成都信息工程学院大气科学学院高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610041

² 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

摘 要 基于我国 160 个台站观测的月平均地面气温资料, 通过考察冬季各月气温之间的联系将 11 月和 12 月划分为前冬, 次年的 1 月至 3 月划分为后冬, 并利用 160 站资料和 NCEP/NCAR 再分析资料, 通过经验正交函数 (EOF, empirical orthogonal function) 分解和依赖于季节的 EOF (SEOF, season-reliant EOF) 分解对近 62 年来我国前冬和后冬气温各自的年际变化特征、它们之间的联系以及对应的大气环流进行了分析。结果表明, 我国前冬和后冬气温年际变化的前两个 EOF 模态在空间上均表现为全国一致的变化和南北相反的变化; 其时间系数的分布表明, 当前冬出现全国性偏暖 (冷) 或北冷 (暖) 南暖 (冷) 的气温异常时, 后冬出现类似气温异常和相反气温异常的概率均在 50% 左右。进一步, 通过 SEOF 分解得到了年际变化时间尺度上我国冬季气温演变的主要模态。第一模态 (SEOF1) 为前冬到后冬同相演变型, 即前冬全国一致偏暖 (冷) 时后冬亦全国一致偏暖 (冷), 该模态在 20 世纪 80 年代中期有明显的年代际增暖; 第二模态 (SEOF2) 表现为前冬到后冬反相演变型, 即前冬全国一致偏冷 (暖) 而后冬全国一致偏暖 (冷), 该模态以年际变化为主。对环流场的分析表明, 中纬度大气过程特别是大气遥相关型的变化是同向和反向两种演变模态产生的主要原因。SEOF1 的环流表现为对流层中层斯堪的纳维亚遥相关型在整个冬季的持续性同号异常, 与此相伴的海陆气压差强度和东亚高空急流强度的变化使得前、后冬中的东亚冬季风环流呈一致加强或减弱, 从而引起同相演变模态。SEOF2 的环流在前冬表现为欧亚遥相关型的特征, 整个对流层的变化都很显著, 而后冬的环流信号主要在对流层中低层显著, 此时表现为类似斯堪的纳维亚遥相关型的特征且符号发生了反转, 从而引起反相演变模态。

关键词 前冬 后冬 气温 年际变化 季节演变 大气环流

文章编号 1006-9895(2014)03-0524-13

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13320

Interannual Variations of Early and Late Winter Temperatures in China and Their Linkage

WEI Wei^{1,2}, WANG Lin², CHEN Quanliang¹, and LIU Yuyun²

¹ Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610041

² Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

Abstract On the basis of monthly mean surface air temperature (SAT) data from 160 Chinese stations, the boreal winter is divided into early winter (ND, November and December) and late winter (JFM, January to March of the following year)

收稿日期 2013-11-27, 2014-01-15 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金 41230527、41025017, 高原大气与环境四川省重点实验室开放课题 PAEKL-2013-C1, 成都信息工程学院科研人才基金 J201112

作者简介 韦玮, 女, 1990 年出生, 硕士研究生, 研究方向: 东亚冬季风。E-mail: weiwei_eawm@163.com

通讯作者 王林, E-mail: wanglin@mail.iap.ac.cn

by analyzing the relationship of SAT among different months. Following this definition, observational data from 160 Chinese stations, and reanalysis data from the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) are studied by empirical orthogonal function (EOF) analysis, season-reliant EOF (SEOF) analysis, regression analysis and composite analysis to determine the interannual variations of early and late winter temperatures in China, their linkage, and related atmospheric circulations during the most recent 62 years. The first EOF modes in both early and late winter depict a pan-China temperature variation, and the second EOF modes in both early and late winter describe a temperature oscillation between northern and southern parts of China. An inspection of their corresponding principal components (PCs) indicates that if a certain SAT mode is observed in early winter, the possibility of observing the same SAT mode with the same sign in late winter is approximately 50%, which is nearly equal to that of observing the same SAT mode with the opposite sign. These results indicate that averaging the SAT for the entire winter is suitable for the former case and unsuitable for the latter case. Therefore, it is necessary to divide winter into early and later winters when the variability of wintertime SAT is investigated. To capture both the major modes of the SAT's interannual variability and the relationship between early and late winter, SEOF analysis is performed on the covariance matrix constructed with SATs from 160 Chinese stations recorded in both early and later winters. The first SEOF mode (SEOF1) captures an in-phase evolution of SAT from early to late winter. Its PC time series indicates a distinct interdecadal change in approximately the mid-1980s. The second SEOF mode (SEOF2) reflects an out-of-phase evolution of SAT from early to late winter. The corresponding PC time series is mainly featured with interannual variability. In the middle troposphere, the SEOF1 mode is closely associated with the Scandinavian teleconnection of the same sign throughout the winter, which consequently leads to changes in the intensity of the East Asian winter monsoon by altering the land-sea thermal contrast over East Asia and the intensity and the meridional location of the East Asian upper-tropospheric jet stream. In early winter, the SEOF2 mode is correlated to the Eurasian teleconnection, and the associated circulation anomalies are significant throughout the entire troposphere. In late winter, the Scandinavian-like teleconnection of the opposite phase dominates, and the significant circulation anomalies are observed only in the middle and lower troposphere. These results suggest that mid-latitude atmospheric internal dynamical processes, particularly atmospheric teleconnections, are the main causes of the formations of SEOF1 and SEOF2.

Keywords Early winter, Late winter, Temperature, Interannual variation, Seasonal evolution, Atmospheric circulation

1 引言

我国冬季的天气和气候变化主要受到东亚冬季风的控制, 总体呈现出干冷的特征(陈隆勋等, 1991; Chang et al., 2011; Huang et al., 2012)。因此, 尽管在月平均的时间尺度以下会发生区域性的极端冰冻、雨雪等灾害(Zhou et al., 2009, 2011), 但在月平均时间尺度以上特别是年际和年代际时间尺度上, 近地面气温依然是科学研究和业务预测中关注的重点(李崇银, 1989; Chen et al., 2000; Gong et al., 2001; Wu and Wang, 2002; 陈文和康丽华, 2006; 康丽华等, 2006, 2009; Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2010; 陈文等, 2013; 刘舸等, 2013a, 2013b; Gong et al., 2014; Wang and Chen, 2014)。

以往关于我国冬季气温年际变化的研究通常针对冬季3个月平均(12月至次年2月)或延长冬季5个月平均(11月至次年3月)的数据来进行分析(Wu et al., 2006; 康丽华等, 2006, 2009; Wang et al., 2010), 这种做法实际上都基于一种假设, 即: 冬季的3个月或5个月间具有基本一致的

变化特征, 因此其平均值可以反映整个冬季的情况。然而, 这种对整个冬季进行平均的方法无论在科学研究还是在业务预测中都具有一定的局限性并可能掩盖很多问题。例如, Chang and Lu (2012)发现近30年来西伯利亚高压11月的强度与12月和1月的强度有完全相反的变化特征, 因此对三个月滑动平均的西伯利亚高压进行预测时往往在11月至1月预测效果较差; 黄嘉佑和胡永云(2006)则指出中国内陆前冬和后冬的气温变化存在不同的趋势, 且这种趋势与冬季平均的趋势是不同的。

近年来的一些观测事实表明, 在某些年份中我国前冬和后冬的气温也往往表现出不一致的变化特征。例如, 2001/02年冬季的季节平均气温较气候态而言是偏暖的, 但是12月份却与冬季平均的情况相反, 表现为几乎全国一致的偏冷, 只有1月和2月表现为较强的全国性偏暖(图1a-d)。2007/08年的情况与2001/02年大致相反, 除东北、青藏高原东部地区和新疆的少数地区以外, 我国冬季平均气温都是较气候态偏低的, 但12月全国整体偏暖, 而1月和2月全国大部分地区则显著偏冷(图1e-h)

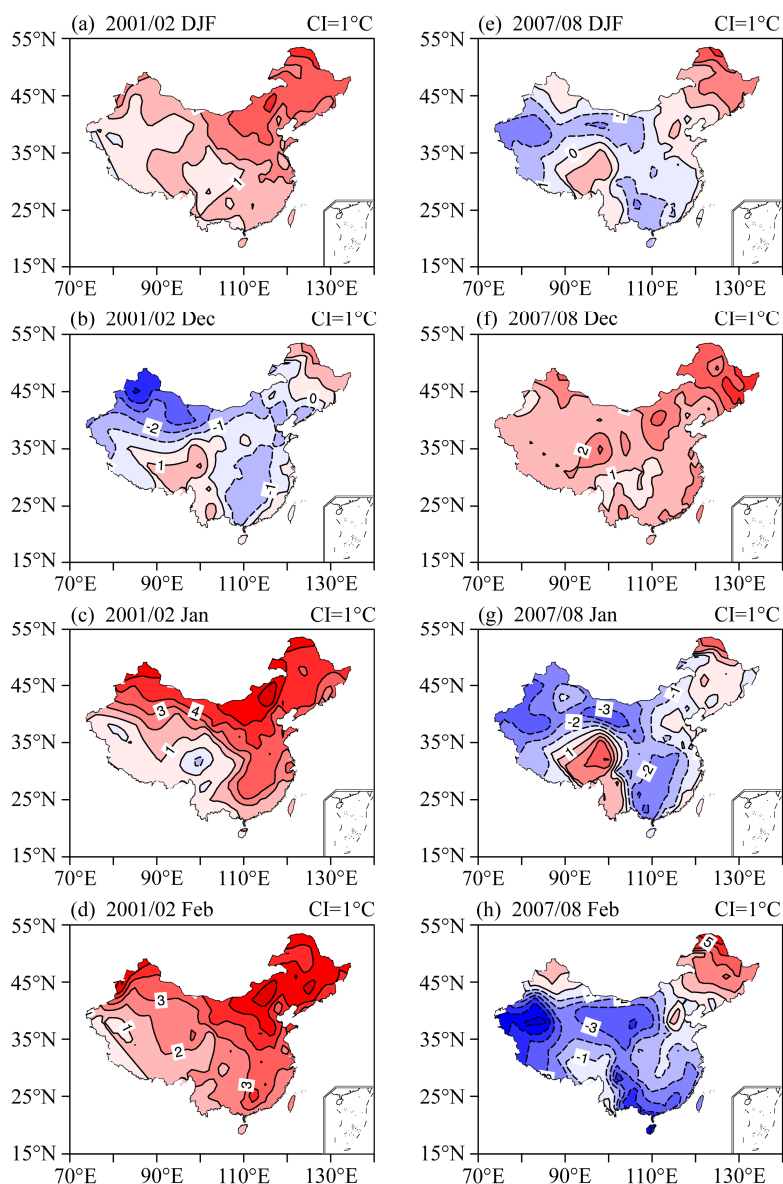


图1 2001/02 (左列) 和 2007/08 (右列) 年的 (a, e) 冬季 (DJF) 平均温度距平及 (b-d, f-h) 各月 (12 月、1 月、2 月) 平均温度距平。实 (虚) 等值线: 正 (负) 值 (单位: $^{\circ}\text{C}$); CI 表示等值线间隔 (下同)

Fig. 1 The (a, e) seasonal (DJF, Dec-Jan-Feb) and (b-d, f-h) monthly (Dec, Jan, Feb) averaged surface air temperature anomalies ($^{\circ}\text{C}$) in the winters of 2001/02 (left) and 2007/08 (right). Solid (dashed) contours: positive (negative) values; CI is contour interval (the same below)

并发生了罕见的低温雨雪灾害 (Zhou et al., 2011)。这些个例说明, 在年际变化的时间尺度上我国前冬和后冬的气温可能会呈现反相变化, 并且这种变化可能与极端的灾害事件相联系。然而, 这种季节内的反相特征在冬季平均的气温场上无法体现。因此, 在研究我国冬季气温年际变化时, 将前冬和后冬区分开来分别进行研究并揭示其各自的年际变化特征以及它们之间的可能联系, 不仅有利于更加全面深入地认识我国冬季气温的变化特征和机理, 而且也可能对相关的冬季气候预测提供有意义

的信息。

2 数据和方法

2.1 数据介绍

本文使用的温度数据为中国气象局发布的全国 160 个台站的月平均温度资料, 时段为 1951 年 1 月至今。大气环流数据为美国国家环境预报中心和国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 发布的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的全球月平均再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 该资料垂直方向上从 1000 hPa 至 10

hPa 共有 17 个气压层, 时段为 1948 年 1 月至今。根据 160 站和 NCEP/NCAR 再分析资料的时间覆盖情况, 本文针对 1951/52~2012/13 共 62 个冬季进行研究, 其中约定 1951 冬季是指 1951/52 年冬季。

2.2 前后冬的确定

在分析我国前、后冬气温的年际变化特征及其联系之前, 首先需要从前冬和后冬进行划分。一般认为 11 月至次年 3 月是冬季风的盛行期(陈隆勋等, 1991; Chen et al., 2000), 所以本文以 11 月至次年 3 月为基础来划分前、后冬。将 160 站平均气温作为全国平均气温, 计算近 62 年来延长期冬季(11 月至次年 3 月)不同月份间全国平均气温的相关系数(表 1), 可以看到, 对于隆冬 1 月份之前, 11 月和 12 月气温间的联系最紧密, 其相关系数为 0.21, 超过了 90% 的显著性检验; 而对 1 月份之后, 2 月与 3 月气温间的联系非常紧密, 其相关系数为 0.37, 超过了 99% 的显著性检验。因此, 按照各月间关系的紧密程度可以初步将 11 月和 12 月看作前冬而把 2 月和 3 月看作后冬。这一结果可以通过对比单个月份与三个月平均温度间的相关系数得到再次确认(表 1)。此外, 为了在区分前、后冬时保持冬季月份的连续性, 应当把 1 月份也归到广义的前冬或后冬中去。对比可以发现, 1 月份气温与 11 月和 12 月气温间的相关系数很低, 只有 0.19 和 0.16, 而与 2 月和 3 月气温间的相关系数很显著, 可以达到 0.45 和 0.34; 与三个月平均气温间的相关系数也表明, 1 月份与 2 月至 3 月的关系更加紧密(表 1)。因此, 基于以上分析, 我们将 11 月与 12 月划分为前冬(ND), 将 1 月至 3 月划分为后冬(JFM)。以下的分析就分别针对前冬和后冬各自的平均场来进行。

2.3 统计方法介绍

本文所采用的统计方法主要包括经验正交函数(EOF)分解(Jolliffe, 1986)、依赖于季节的经验正交函数(SEOF)分解(Wang and An, 2005)以及合成分析和一元线性回归分析。EOF 分析又叫主成分分析或者主分量分析, 它能够在某一区域上对规则或不规则分布的站点进行分解, 把随时间变化的气象要素场分解为空间函数部分和时间函数部分, 其前几个模态可以解释原数据方差的很大部分, 该方法常用来研究某一气象要素场主导的时空变化型。本文中我们首先采用 EOF 分析的方法来研究我国前冬和后冬气温各自的年际变化的基本特

征。SEOF 分析又叫做依赖于季节的经验正交函数分解, 它通过对随季节演变的变量场(如春夏秋冬季节平均的海表面温度)构造矩阵并进行 EOF 分解, 可以在得到该变量年际变化主导模态的空间型和年际变化时间序列的同时也得到该主导模态随季节的演变(Wang and An, 2005; Wu et al., 2009)。本文中我们以前冬和后冬平均的 160 站气温构造矩阵并作 SEOF 分析, 以此来研究前冬到后冬气温演变的过程及其年际变化特征。在得到气温的 EOF 和 SEOF 空间模态及其对应的时间序列后, 我们采用合成分析和一元线性回归的方法来分析与其相联系的近地面温度场和大气环流场异常, 并采用 t 检验来检验结果的显著性。

表 1 1951~2012 年冬季不同月份间全国 160 站平均气温的相关系数以及月平均气温与三个月平均气温间的相关系数。

***, **, * 分别表示通过了 99%, 95%, 90% 的显著性检验

Table 1 The correlation coefficients of 160 stations-averaged surface air temperature between different months from November to March and between the month mean and the three-month mean in recent 62 years (1951–2012).

***, **, and * indicate the 99%, 95%, and 90% confidence levels, respectively

	11 月	12 月	1 月	2 月	3 月
11 月	1				
12 月	0.21*	1			
1 月	0.19	0.16	1		
2 月	0.24*	0.17	0.45***	1	
3 月	0.10	0.22*	0.34***	0.37***	1
11~1 月	0.67***	0.71***	0.65***	0.42***	0.32**
12~2 月	0.30**	0.58***	0.71***	0.83***	0.44***
1~3 月	0.24*	0.23*	0.73***	0.86***	0.70***

3 我国前冬、后冬气温年际变化的基本模态及其关联性分析

为了揭示我国前冬、后冬气温各自的年际变化时空特征, 我们分别对 1951 年至 2012 年前冬和后冬的全国 160 站温度场做 EOF 分析。同时, 为了使空间模态图能够表示温度场实际变化的量级, 我们没有使用特征向量场, 而是将标准化的 EOF 时间序列回归到温度场来表示 EOF 的空间模态。由图 2a 可见, 我国前冬气温第一模态(EOF1)的解释方差为 52.4%, 其空间分布表现为全国一致变化型, 我国所有地区均为正异常所覆盖, 除了青藏高原及其以东横断山脉的部分地区没有通过显著性检验外, 其余地区的暖异常大都通过了 99% 的显著性检

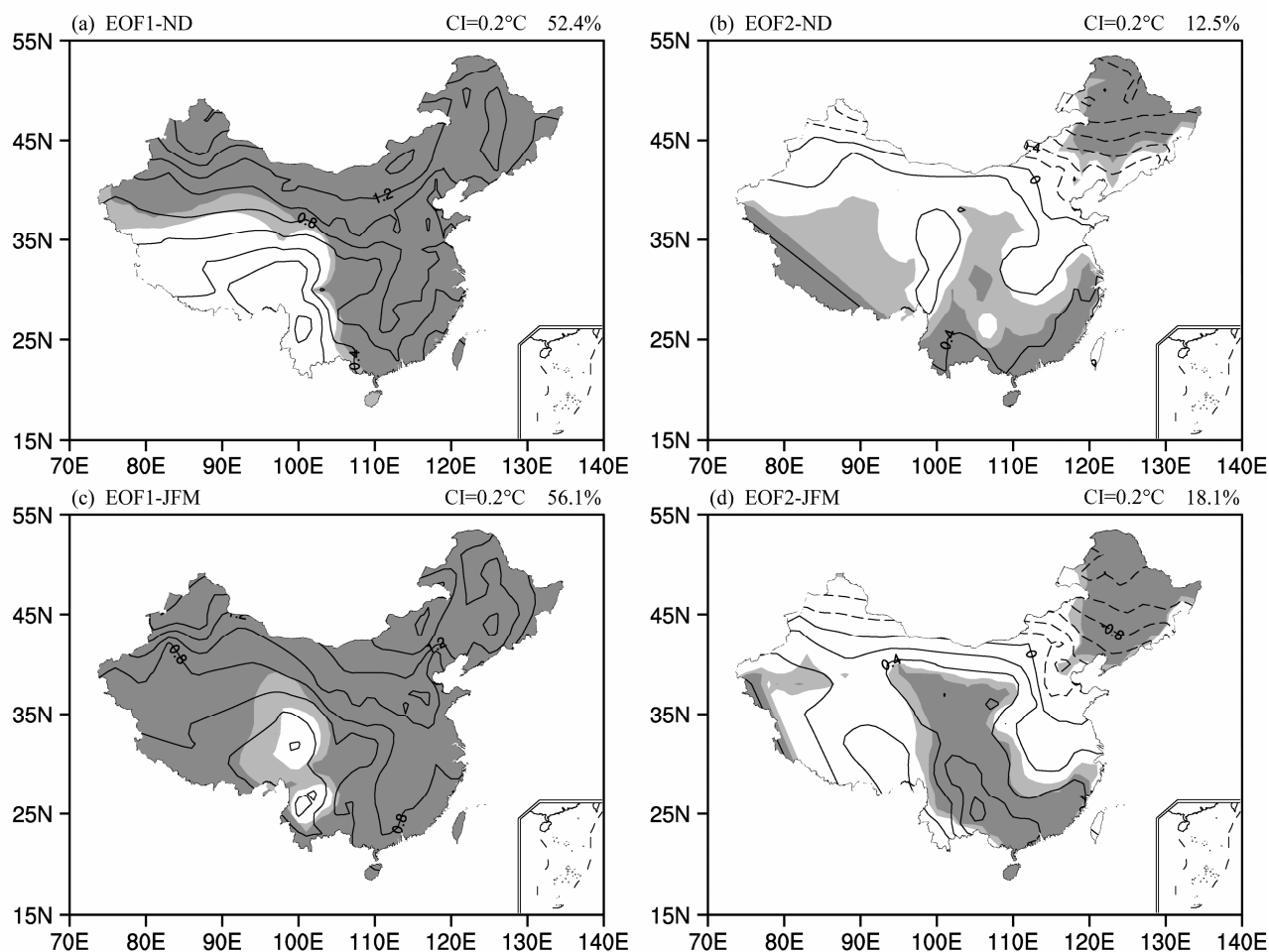


图 2 1951/52~2012/13 年我国前冬 (ND) 和后冬 (JFM) 全国 160 站温度场 EOF 前两个模态的空间分布型: (a) 前冬第一模态; (b) 前冬第二模态; (c) 后冬第一模态; (d) 后冬第二模态。深、浅阴影分别表示通过 99% 和 95% 的显著性检验; 实 (虚) 等值线: 正 (负) 值 (间隔: 0.2°C)

Fig. 2 The first and second empirical orthogonal function (EOF) spatial modes of early winter (ND, Nov-Dec) and late winter (JFM, Jan-Feb-Mar) surface air temperature at 160 Chinese stations for the period 1951/52~2012/13: (a) The first mode for ND; (b) the second mode for ND; (c) the first mode for JFM; (d) the second mode for JFM. Dark and light shadings indicate the 99% and 95% confidence levels, respectively; solid (dashed) contours: positive (negative) values (CI: 0.2°C)

验。温度异常的幅度由南至北逐渐增加, 最大值位于内蒙古中部和新疆北部地区, 可达 1.6°C 以上。这一空间分布与康丽华等 (2006, 2009) 得到的延长期冬季 (11 月至次年 3 月) 平均气温的 EOF1 非常相似。前冬气温第二模态 (EOF2) 的解释方差为 12.5%, 其空间场分布表现为南正北负的反相变化型, 其中东北地区的负异常通过了 99% 的显著性检验, 西南、华南和青藏高原地区的正异常通过了 95% 以上的显著性检验。这一空间分布与康丽华等 (2006, 2009) 得到的延长期冬季平均气温的 EOF2 也非常相似。对于后冬气温而言, 其 EOF1 和 EOF2 的解释方差分别为 56.1% 和 18.1%, 均比前冬略高, 说明后冬气温的前两个模态较前冬更加稳定, 也更加占主导。其空间场分布 (图 2c、d) 与前冬的两

个 EOF (图 2a、b) 以及康丽华等 (2006, 2009) 得到的延长期冬季平均气温的两个 EOF 都非常相似, 只是与前冬的结果相比, 后冬 EOF1 的显著区域更大, 只在青藏高原以东的少数地区没有通过显著性检验。

前、后冬气温两个主模态的空间分布非常相似, 那么它们的时间变化是否也有紧密的联系呢? 首先, 分析它们对应的时间序列 (图略) 可以发现, 两个 EOF1 都在 20 世纪 80 年代中期发生了显著的年代际变化, 在此之前均以全国性年代际偏冷为主, 在此之后则都表现为全国性年代际偏暖, 这一特征与 80 年代中期后东亚冬季风的年代际减弱 (Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2014) 和我国延长期冬季气温的年代际增暖 (康丽华等, 2006)

是一致的。与 EOF1 不同，两个 EOF2 对应的时间序列主要表现为年际时间尺度上的变化而没有明显的年代际信号。进一步，计算了两个 EOF1 间和两个 EOF2 间时间序列的线性相关系数，对于 1951~2012 年这 62 年而言，其数值分别为 0.30 和 0.41，分别通过了 95% 和 99% 的信度检验。一方面，这一结果说明前、后冬的两个温度主模态间存在统计上比较显著的一致性变化，即：若前冬出现全国性偏暖（冷）或北冷（暖）南暖（冷）的气温异常，则后冬也倾向于出现类似的气温异常。另一方面，也应当注意到尽管都通过了 95% 以上的显著性检验，但两个相关系数的数值都比较低，只能互相解释 10% 左右的方差，因此若前冬出现全国性偏暖（冷）或北冷（暖）南暖（冷）的气温异常，后冬仍可能有很大的概率出现与前冬不一致的气温异常。

表 2 1951~2012 年间中国前冬和后冬气温前两个 EOF 模态时间序列的同号和异号年数统计，正（负）号表示图 2 中模态对应的时间序列为正（负）值

Table 2 Statistics of the number of years according to the time series of the EOF modes shown in Fig. 2 for the period 1951–2012. Plus and minus signs indicate positive and negative values of the time series for the EOF modes shown in Fig. 2

	前冬 (ND)	后冬 (JFM)	个数统计
EOF1	+	+	19
	—	—	15
	+	—	16
	—	+	12
EOF2	+	+	16
	—	—	21
	+	—	15
	—	+	10

表 3 1951~2012 年间全国 160 站平均的前冬和后冬气温异常统计，正（负）号表示全国平均温度异常为正（负）值

Table 3 Statistics of the number of years according to the surface air temperature anomalies averaged at 160 Chinese stations in early winter and late winter for the period 1951–2012. Plus and minus signs indicate positive and negative temperature anomalies

前冬 (ND)	后冬 (JFM)	个数统计
+	+	16
—	—	14
+	—	18
—	+	14

为了验证上述推测，我们统计了前、后冬两个

EOF 时间序列间同号和反号的年份（表 2）。在本文研究的 62 年中，前、后冬的 EOF1（EOF2）有 34（37）年是同号变化的，而剩余 28（25）年是反号变化的，同相变化的概率在 55%（59%）以上。由于 EOF1 表现为全国气温的一致性变化并解释了 50% 以上的方差，因此我们进一步以全国 160 站平均气温为指标对比了前、后冬全国平均气温异常的情况（表 3）。可以看到，全国前、后冬气温异常同号的年份有 30 年，而反号的年份有 32 年，这一结果与对 EOF1 时间序列的分析基本一致。以上两方面的分析表明，若全国前冬偏暖（冷），则后冬偏暖（冷）的概率在 50% 左右，这一概率与前冬偏暖（冷）但后冬偏冷（暖）的情况大致相当。对前一种情形而言，以冬季平均气温来代表冬季气候状况并进行研究是比较合适的，但在后一种情形下仅以冬季平均气温为研究对象却会抹杀前冬和后冬气温变化不一致的信息，从而无法准确反映诸如 2001/02 和 2007/08 等年份中我国冬季气温的变化特征（图 1）。因此，在研究我国冬季气温年际变化的规律和机理时，非常有必要将前冬和后冬区分开来。

4 年际变化中我国前冬、后冬气温演变的两种模态：同相演变和反相演变

4.1 温度演变模态

为了能够既反映我国冬季气温的年际变化又将前冬和后冬可能存在的不同演变特征区分开来，我们采用 SEOF（Wang and An, 2005）的方法。在做 SEOF 分解时，分别以前冬（ND）和后冬（JFM）平均的全国 160 站气温作为两个变量构造矩阵，这样就可以得到气温从前冬向后冬演变过程中的不同空间主导模态以及这些空间主导模态在年际时间尺度上的变化。同前面 EOF 分析一样，为了使 SEOF 的空间模态图能够表示温度场实际变化的量级，我们采用对标准化的时间序列进行回归来表示 SEOF 的空间型。

图 3 是 SEOF 第一模态的空间型（SEOF1）及其对应的时间系数（SPC1），它解释了总方差的 36.4%。SEOF1 在空间上表现为前冬和后冬全国一致的显著同号异常（图 3a、b），这种空间分布与前冬、后冬各自的 EOF1 非常相似（图 2a、c），说明在年际变化中我国冬季气温的季节推进主要呈现出

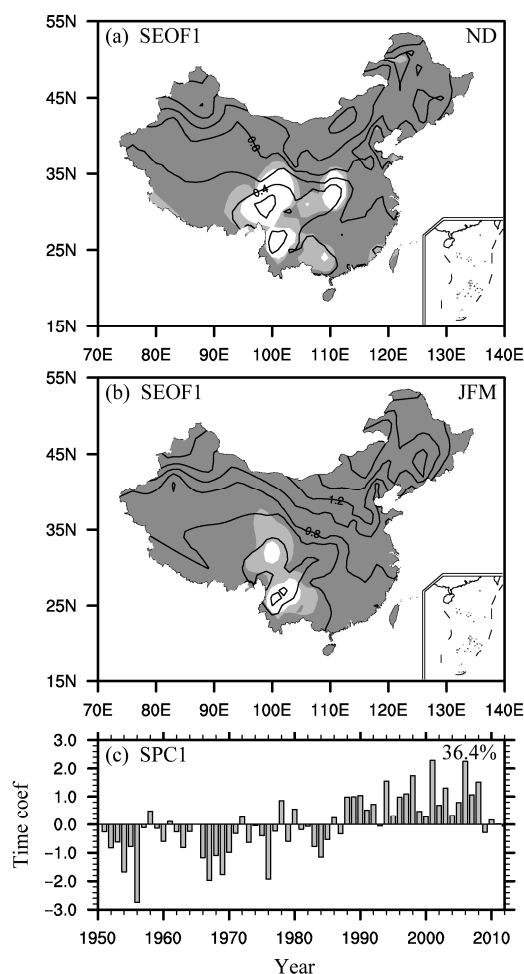


图3 1951/52~2012/13 年中国前冬 (ND) 和后冬 (JFM) 气温 SEOF 第一模态: (a) 前冬空间分布; (b) 后冬空间分布; (c) 标准化的时间序列 (直方图)。实 (虚) 等值线: 正 (负) 值 (单位: 0.2°C); 深、浅阴影分别表示通过 99% 和 95% 的显著性检验

Fig. 3 The first season-reliant EOF (SEOF) mode of early winter (ND) and late winter (JFM) temperature in China for the period 1951/52~2012/13. (a) Regression map of surface air temperature in ND onto the normalized principal component of the first SEOF (SPC1); (b) regression map of surface air temperature in JFM onto the normalized SPC1; (c) normalized SPC1 time series. Solid (dashed) contours: positive (negative) values (unit: 0.2°C); dark and light shadings indicate the 99% and 95% confidence levels, respectively

前冬和后冬一致性的变化, 即: 前冬全国整体偏暖 (冷) 时后冬亦全国整体偏暖 (冷), 对此我们称之为前、后冬气温的同相演变模态。从该模态对应的时间系数 (图 3c) 可以看到, 80 年代中期之前我国冬季气温主要呈现前冬冷后冬也冷的特征, 而在 80 年代中期之后则主要呈现前冬暖后冬也暖的特征。这与 80 年代中期东亚冬季风强度出现年代际减弱是对应的 (康丽华等, 2006; Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2014)。SEOF 第二模态

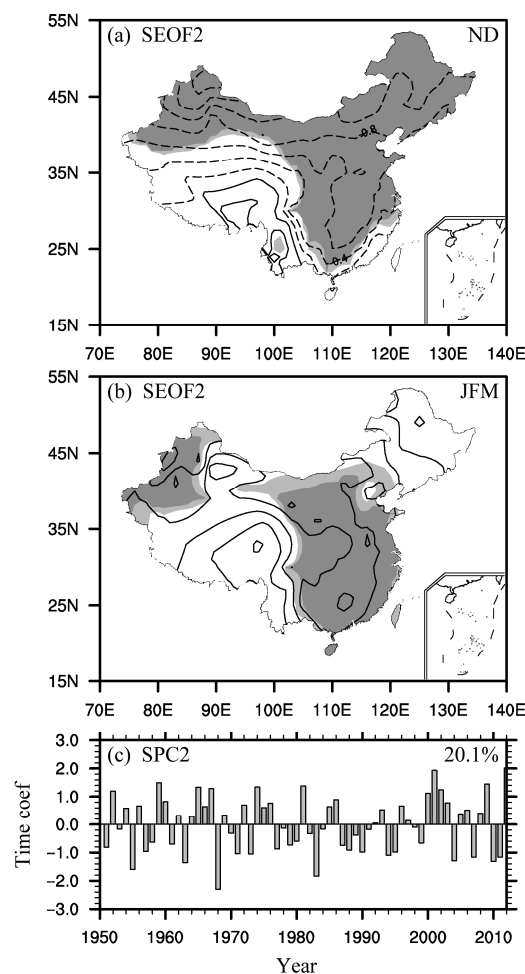


图4 同图3, 但为 SEOF 第二模态

Fig. 4 As in Fig.3, but for the second SEOF mode. SPC2: principal component of the second SEOF

(SEOF2) 解释了总方差的 20.1%, 其空间分布也表现为全国气温一致的变化, 但与 SEOF1 前冬、后冬的气温异常为同号相比, SEOF2 呈现出前冬全国一致偏冷 (暖) 而后冬全国一致偏暖 (冷) 的不同特征 (图 4a、b), 对此我们称之为前、后冬气温的反相演变模态。反相演变模态的空间分布与同相演变模态非常相似, 只是通过显著性检验的地区要略少, 尤其是青藏高原及其以东地区的信号在前冬和后冬都不显著, 此外, 前冬我国东南沿海地区以及后冬我国东北地区的信号也不显著。SEOF2 的时间系数 (SPC2) 主要以年际变化为主, 没有明显的长期趋势或年代际信号 (图 4c)。

SPC1 有明显的正趋势 (图 3c), 因此为了考察所得结果是否受到长期趋势的影响, 我们将 SPC1、SPC2 以及气温场都去掉趋势, 并以正负 0.5 个标准差为判据选取典型年, 分别用 160 站资料和 NCEP/

NCAR 资料对同相演变和反相演变的情形进行了合成分析。结果表明, 去趋势后基于 160 站的合成结果与未去趋势时的回归结果 (图 3a、b 和图 4a、b) 几乎完全一致, 主要的不同在于去掉线性趋势后对 SPC1 的合成图在青藏高原及其以东地区的温度不再显著 (图略), 这一结果在 NCEP/NCAR 再分析资料中得到了进一步证实 (图 5)。同时, 基于 NCEP/NCAR 再分析资料的结果也表明, 这种前、后冬间气温同相和反相演变的模态具有很大的空间尺度。对于同相演变模态 SEOF1 而言, 其显著的正温度异常可以包含整个中亚和东亚, 甚至在后冬一直向西延伸到欧洲; 同时, 与欧亚大陆上的正温度异常相伴随, 在北极地区可以观测到温度负异常 (图 5a、b)。与同相演变模态相比, 反相演变模态 SEOF2 的空间尺度在经向和纬向上都要小一些, 但在欧亚大陆和北极区域也可以观测到与大陆上符号相反的温度异常 (图 5c、d)。

4.2 两模态对应的大气环流异常

我国冬季气温的变化受到东亚冬季风系统的影响, 因此上小节中的同相演变和反相演变两种温

度演变模态必然与东亚冬季风系统的变化紧密联系。东亚冬季风是一个不同气压层间相互耦合的系统, 其主要环流特征包括地面的西伯利亚高压、阿留申低压以及西伯利亚高压东侧的西北气流, 对流层中层位于日本附近的东亚大槽以及对流层上层中心位于日本东南侧的东亚高空急流 (Huang et al., 2012)。为了研究上述两种演变模态产生的环流原因, 接下来我们用 SPC1 和 SPC2 对不同气压面上具有代表性的气象要素场做一元线性回归, 从而揭示这两种模态对应的环流异常。在做回归分析之前, 我们对所有数据和 SEOF 的时间序列都去掉长期线性趋势。

图 6 是 SPC1 回归得到的大气环流场。由图可见, 在同相演变的冬季, 当前、后冬气温都异常偏高时, 前冬海平面气压场上最明显的信号是乌拉尔山以东为中心的显著负异常, 该异常一直向东延伸到西伯利亚地区, 表明西伯利亚高压异常偏弱 (图 6a)。同时, 该异常具有准正压的结构, 并在 500 hPa 位势高度场上呈现出类似斯堪的纳维亚型遥相关 (Barnston and Livezey, 1987; Bueh and Nakamura,

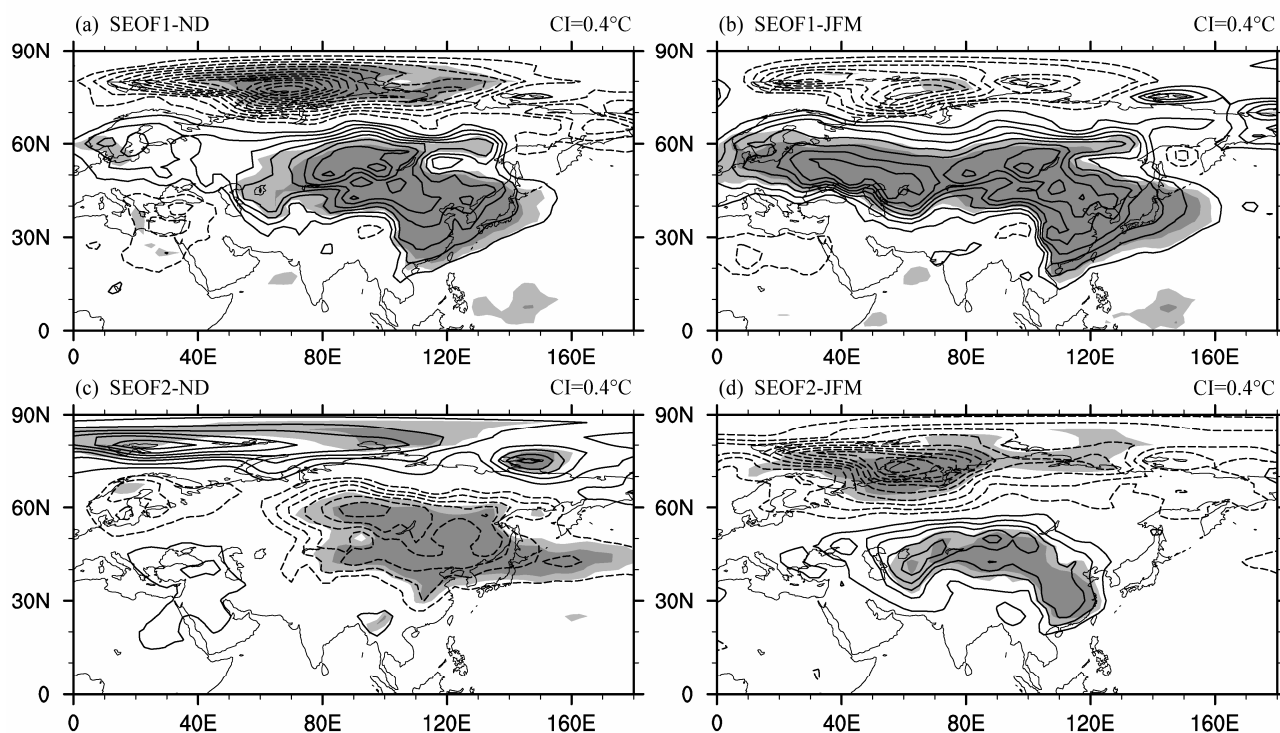


图 5 根据气温 SEOF 时间序列 SPC1、SPC2 (以 0.5 个标准差选择年份) 对我国前冬 (ND) 和后冬 (JFM) 近地面温度场的合成 (所有数据和资料都去掉了长期线性趋势): (a) 第一模态前冬; (b) 第一模态后冬; (c) 第二模态前冬; (d) 第二模态后冬。实 (虚) 等值线: 正 (负) 值 (间隔: 0.4°C); 深、浅阴影分别表示通过 99% 和 95% 的显著性检验

Fig. 5 Composite maps of surface air temperature (NCEP/NCAR) according to SPC1 and SPC2 of surface air temperature based on detrended data: (a) The first mode for ND; (b) the first mode for JFM; (c) the second mode for ND; (d) the second mode for JFM. Solid (dashed) contours: positive (negative) values (CI: 0.4°C); dark and light shadings indicate the 99% and 95% confidence levels, respectively

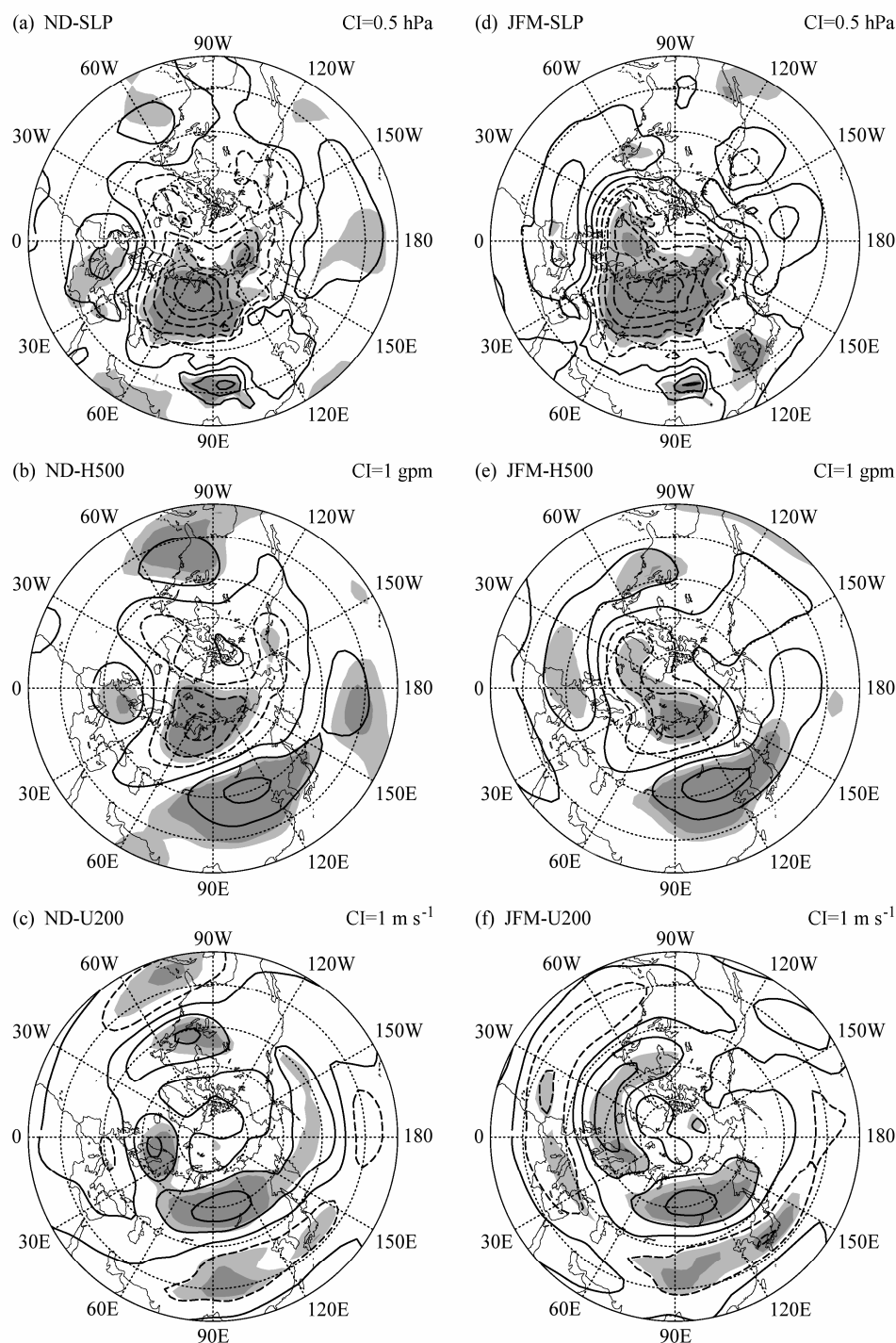


图6 我国前冬(ND)和后冬(JFM)气温SEOF时间序列SPC1对环流场的回归分析(所有数据和资料都去掉了长期线性趋势): (a)前冬海平面气压场(间隔: 0.5 hPa); (b)前冬500 hPa位势高度场(间隔: 1 gpm); (c)前冬200 hPa纬向风场(间隔: 1 m/s)。 (d、e、f)同(a、b、c), 但为后冬。实(虚)等值线: 正(负)值; 深、浅阴影分别表示通过99%和95%的显著性检验

Fig. 6 Regression maps of atmospheric circulation onto normalized SPC1 of surface air temperature based on detrended data: (a) Sea level pressure for ND (CI: 0.5 hPa); (b) 500-hPa geopotential height for ND (CI: 1 gpm); (c) 200-hPa zonal wind for ND (CI: 1 m/s). (d, e, f) the same as (a, b, c), but for JFM. Solid (dashed) contours: positive (negative) values; dark and light shadings indicate the 99% and 95% confidence levels, respectively

2007; Liu et al., 2014) 负位相的环流特征: 以喀拉海为中心有负位势高度异常, 而欧洲和贝加尔湖以南有正位势高度异常, 其中后者一直向东延伸到日

本附近, 表明东亚大槽填塞、乌拉尔山高压脊减弱(图6b)。200 hPa 纬向风场上, 东亚急流气候态的位置有东风异常, 而几乎整个北半球在 60°N 纬度

附近都有显著西风异常,表明东亚急流核的位置比气候态偏北(图 6c)。上述这些环流异常信号均通过了 95%以上的显著性检验。在此种环流配置下,东亚地区海陆间的气压差减小,东亚大槽减弱,不利于槽后西北干冷空气南下,急流偏北从而不利于极地冷空气向南侵袭。因此,前冬的东亚冬季风

环流减弱,从而导致我国前冬气温整体偏高(图 3a, 图 5a)。在同相演变的后冬,环流场的配置情况(图 6d-f)与前冬气温一致偏高时环流场的配置情况(图 6a-c)基本一致,表明后冬的东亚冬季风环流减弱,从而使得我国后冬气温整体偏高。

图 7 是 SPC2 回归得到的大气环流场。由图可

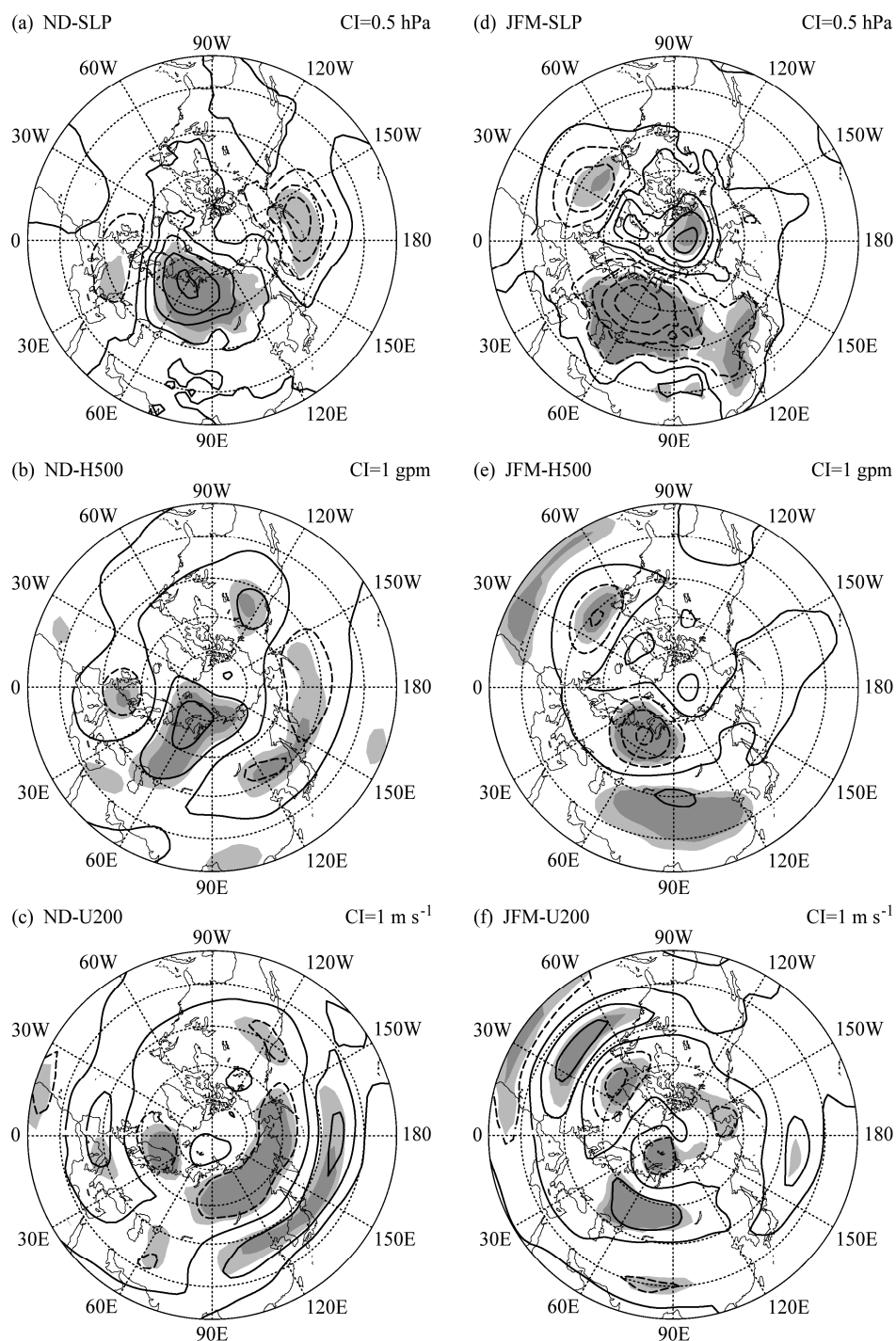


图 7 同图 6, 但为 SPC2

Fig. 7 As in Fig. 6, but based on SPC2

见,在反相演变的冬季,前冬偏冷而后冬偏暖时对应的前冬大气环流异常(图 7a-c)与同相演变时前冬偏暖的异常环流型(图 6a-c)比较相似,但符号相反。海平面气压场上除了乌拉尔山地区显著的正异常外,阿留申低压的加深也非常显著(图 7a),与此相对应对流层中层呈现出欧亚型遥相关(Wallace and Gutzler, 1981; 刘毓赟和陈文, 2012; Liu et al., 2014)正位相特征(图 7b),东亚高空急流显著加强(图 7c),因此使得前冬的东亚冬季风环流增强,我国前冬气温整体偏低(图 4a, 图 5c)。接下来后冬的环流异常与前冬大致反号,但其空间分布与前冬有较大不同:海平面气压场上在太平洋没有明显的信号,而在极区、欧亚大陆北部和北大西洋分别有正异常、负异常(图 7d),其中欧亚大陆北部的负异常以乌拉尔山为中心一直向东延伸到我国东北、华北,标志着西伯利亚高压的显著减弱。这一海平面气压场的异常在 500 hPa 对应着欧亚大陆和北大西洋上两个南北反向变化的位势高度偶极子(图 7e),其中欧亚大陆上的偶极子与斯堪的纳维亚型遥相关的两个下游中心(Barnston and Livezey, 1987; Bueh and Nakamura, 2007; Liu et al., 2014)比较相似。200 hPa 纬向风场在乌拉尔山附近有西风异常,而东亚急流没有明显的变化(图 7f)。在这样的环流配置下,东亚冬季风环流在对流层中低层有明显减弱而在对流层中上层没有明显变化,因此,尽管后冬气温在中亚到东亚都偏暖,但偏暖的区域与同相演变时相比要小很多并且主要局限在大陆上(图 5b、d)。

以上分析都是基于去掉线性趋势的结果,但如果保留数据的长期趋势以上结果几乎没有变化,只是与 SEOF1 相联系的海平面气压场和位势高度场异常在热带地区变得通过了 99% 的信度检验(图略)。由于去掉趋势后与 SEOF1 和 SEOF2 相联系的温度场在除青藏高原以外的地区基本没变化(图 3a、b, 图 4a、b, 图 5),加之环流场在中高纬地区表现出明显的大气遥相关型特征,因此,这说明中纬度的大气内部过程可能是影响同相和反相两种演变模式的主要因子,而热带地区的作用则比较小,其影响可能只局限在青藏高原地区并且受到长期趋势的影响。

5 结论和讨论

通常关于我国冬季气温年际变化的研究和预

测都以整个冬季平均场为对象,但近年来的一些研究和观测事实表明,我国冬季气温的变化存在显著的前、后冬差异,但这种差异的时空变化特征和大气环流成因都不清楚。本文以我国 160 个台站观测的地面气温为对象,在分析冬季各月份全国平均气温之间联系的基础上将 11 月和 12 月划分为前冬,次年的 1 月至 3 月划分为后冬,并以此为基础进一步通过 EOF 分析和 SEOF 分析的方法对近 62 年来我国前冬、后冬近地面气温的年际变化特征以及它们之间的联系进行了研究。结果表明:我国前冬和后冬气温年际变化的前两个 EOF 模态在空间上均表现为非常相似的全国一致的变化和南北相反的变化。后冬气温前两个 EOF 的解释方差(56.1%和 18.1%)要高于前冬(52.4%和 12.5%),且后冬 EOF1 的显著区域明显大于前冬,这表明与前冬相比,后冬的两个模态更加占主导,也更稳定。时间序列上,两个第一模态都在 20 世纪 80 年代中期发生了显著的年代际增暖,第二模态则都主要表现为年际时间尺度上的变化。对前、后冬 EOF 时间序列中同号和反号的年份以及前、后冬全国 160 站平均气温异常的统计情况发现:在年际变化时间尺度上,前、后冬气温异常出现一致性变化和不一致变化的概率约各占 50%,即:若前冬出现全国性偏暖(冷)或北冷(暖)南暖(冷)的气温异常,则后冬既可出现类似的气温异常,亦可出现相反的气温异常。由于对整个冬季平均进行分析会抹杀上述前、后冬间气温相反变化的特征,因此有必要将冬季分为前冬和后冬来进行研究。

为了能够既反映我国冬季气温的年际变化又将前冬和后冬可能存在的不同演变特征区分开来,我们进一步对我国前冬和后冬气温进行了 SEOF 分析。结果表明,第一模态(SEOF1)表现为前、后冬气温的同相演变,这说明在年际变化中,我国冬季气温异常的季节推进主要呈现出前冬和后冬一致性的变化,该模态在 20 世纪 80 年代中期发生明显的年代际转变。第二模态(SEOF2)表现为前、后冬气温的反相演变,即在年际变化中前冬全国一致偏冷(暖)而后冬全国一致偏暖(冷),该模态主要以年际变化为主。这两个模态都具有很大的空间尺度,其通过显著性的区域可以包含整个中亚和东亚,甚至有时向西延伸到欧洲。对大气环流场的分析表明,前、后冬气温同相演变的模态在前冬、后冬均伴随有海陆气压差强度和东亚高空急流强

度的明显变化,这一过程中对流层中层斯堪的纳维亚型遥相关在整个冬季的持续同相异常可能起到了很重要的作用。前后冬气温反向演变的模态在前冬主要表现出欧亚型遥相关的特征,后冬则转变为类似斯堪的纳维亚遥相关型的特征且符号发生了反转,此时其环流异常只体现在对流层中低层而对流层上层没有明显的变化。这些分析表明,中高纬地区大气遥相关型的持续或者转换是造成我国前、后冬气温不同演变的重要原因。

近 60 年来我国冬季气温存在明显的长期趋势,这在 SEOF1 以及前、后冬气温各自的 EOF1 中都有体现,因此我们进一步考察了长期趋势对以上结果的可能影响。分析表明,长期趋势对热带地区和青藏高原地区环流和气温信号的显著性有明显影响,但在赤道以外地区的结果均不依赖于长期趋势。一方面,这一结果说明本文所得的两个 SEOF 模态主要反映了我国气温在年际尺度变化上的特征,另一方面,这也从侧面支持了中纬度大气过程特别是大气遥相关型的变化对两个 SEOF 模态的贡献。

本文的结果揭示了我国前、后冬气温的年际变化特征及其联系,并对其不同演变模态的成因从大气环流和遥相关型角度进行了分析。然而,对于大气遥相关型在前、后冬间为何能保持持续异常或者发生转换这一更深层次的物理机制本文并未能给出解释。斯堪的纳维亚型和欧亚型遥相关都有明显的定常波传播特征(Bueh and Nakamura, 2007; Liu et al., 2014),而 Hu et al. (2005) 和 Cohen et al. (2009) 在分析北半球前冬、后冬不同的年代际变暖趋势时均认为,准定常行星波活动在前、后冬不同的年代际趋势可能是造成北半球前、后冬不同温度变化趋势的主要大气内部动力过程。因此,从前、后冬大气定常波的不同活动特征出发对遥相关进行分析可能会有助于解释本文所得的结果,这将在接下来的工作中做进一步研究。

参考文献 (References)

- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (6): 1083–1126.
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 (629): 2117–2131.
- Chang C P, Lu M M. 2012. Intraseasonal predictability of Siberian high and East Asian winter monsoon and its interdecadal variability [J]. *J. Climate*, 25 (5): 1773–1778.
- Chang C P, Lu M M, Wang B. 2011. The East Asian winter monsoon [M]// *The Global Monsoon System: Research and Forecast (2nd ed.)*, Chang C P, Ding Y H, Lau N C, et al, Eds. Singapore: World Scientific, 99–109.
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦. 1991. 东亚季风 [M]. 北京: 气象出版社, 362pp.
- Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Huibang. 1991. East Asian Monsoon (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 362pp.
- 陈文, 康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系: 准定常行星波的作用 [J]. *大气科学*, 30 (5): 863–870.
- Chen Wen, Kang Lihua. 2006. Linkage between the Arctic Oscillation and winter climate over East Asia on the interannual timescale: Roles of quasi-stationary planetary waves [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 30 (5): 863–870.
- 陈文, 魏科, 王林, 等. 2013. 东亚冬季风气候变异和机理以及平流层过程的影响 [J]. *大气科学*, 37 (2): 425–438.
- Chen Wen, Wei Ke, Wang Lin, et al. 2013. Climate variability and mechanisms of the East Asian winter monsoon and the impact from the stratosphere [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (2): 425–438.
- Chen W, Graf H F, Huang R H. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (1): 46–60.
- Cohen J, Barlow M, Saito K. 2009. Decadal fluctuations in planetary wave forcing modulate global warming in late boreal winter [J]. *J. Climate*, 22 (16): 4418–4426.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2073–2076.
- Gong H N, Wang L, Chen W, et al. 2014. The climatology and interannual variability of the East Asian winter monsoon in CMIP5 models [J]. *J. Climate*, 27 (4): 1659–1678.
- Hu Y Y, Tung K K, Liu J P. 2005. A closer comparison of early and late-winter atmospheric trends in the Northern Hemisphere [J]. *J. Climate*, 18 (16): 3204–3216.
- 黄嘉佑, 胡永云. 2006. 中国冬季气温变化的趋向性研究 [J]. *气象学报*, 64 (5): 614–621.
- Huang Jiayou, Hu Yongyun. 2006. Trends of winter temperatures in China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 64 (5): 614–621.
- Huang R H, Chen J L, Wang L, et al. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (5): 910–942.
- Jolliffe I T. 1986. *Principal Component Analysis* [M]. New York: Springer-Verlag, 290pp.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 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 (3): 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]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 11 (3): 330–339.
- 康丽华, 陈文, 王林, 等. 2009. 我国冬季气温的年际变化及其与大气环流和海温异常的关系 [J]. *气候与环境研究*, 14 (1): 45–53.
- Kang Lihua, Chen Wen, Wang Lin, et al. 2009. Interannual variations of winter

- temperature in China and their relationship with the atmospheric circulation and sea surface temperature [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 14 (1): 45–53.
- 李崇银. 1989. 中国东部地区的暖冬与厄尔尼诺 [J]. *科学通报*, 34 (4): 283–286. Li Chongyin, 1989. Warmer winter in eastern China and El Niño [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 34 (4): 283–286.
- 刘舸, 宋文玲, 朱艳峰. 2013a. 一个反映中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数的统计预测方法 [J]. *气象学报*, 71 (2): 275–285. Liu Ge, Song Wenling, Zhu Yanfeng. 2013a. A statistical prediction method for an East Asian winter monsoon index reflecting winter temperature changes over the Chinese mainland [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 71 (2): 275–285.
- 刘舸, 纪立人, 孙淑清, 等. 2013b. 关于东亚冬季风指数的一个讨论——东亚中、低纬冬季风的差异 [J]. *大气科学*, 37 (3): 755–764. Liu Ge, Ji Liren, Sun Shuqing, et al. 2013b. A discussion on the East Asian winter monsoon index—Differences between the East Asian winter monsoon at mid-high and low latitudes [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 37 (3): 755–764.
- 刘毓赞, 陈文. 2012. 北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响 [J]. *大气科学*, 36 (2): 423–432. Liu Yuyun, Chen Wen. 2012. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 36 (2): 423–432.
- Liu Y Y, Wang L, Zhou W, et al. 2014. Three Eurasian teleconnection patterns: Spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies [J]. *Clim. Dyns.*, 2nd revision completed.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (4): 784–812.
- Wang B, An S I. 2005. A method for detecting season-dependent modes of climate variability: S-EOF analysis [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (15), doi:10.1029/2005GL022709.
- Wang B, Wu Z, 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 (6): 1495–1512.
- Wang L, Chen W. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (4): 855–870.
- Wang L, Chen W. 2014. The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 59 (4): 430–436.
- Wang L, Huang R H, Gu L, et al. 2009. Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity [J]. *J. Climate*, 22 (18): 4860–4872.
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (19), doi:10.1029/2002GL015373.
- Wu B Y, Zhang R H, D'Arrigo R. 2006. Distinct modes of the East Asian winter monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (8): 2165–2179.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate [J]. *J. Climate*, 22 (11): 2992–3005.
- Zhou B Z, Gu L H, Ding Y H, et al. 2011. The great 2008 Chinese ice storm: Its socioeconomic–ecological impact and sustainability lessons learned [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92 (1): 47–60.
- Zhou W, Chan J C L, Chen W, et al. 2009. Synoptic-scale controls of persistent low temperature and icy weather over southern China in January 2008 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137 (11): 3978–3991.