doi:10.11676/qxxb2013.008

前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区极端低温的影响*

尹　姗[1,2]　冯　娟[1]　李建平[1]

YIN Shan[1,2]　FENG Juan[1]　LI Jianping[1]

1. 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，北京，100029

2. 中国科学院大学，北京，100049

1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*

2012-02-07 收稿，2013-01-14 改回.

尹姗，冯娟，李建平. 2013. 前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区极端低温的影响. 气象学报，71(1)：96-108

Yin Shan, Feng Juan, Li Jianping. 2013. Influences of the preceding winter Northern Hemisphere annular mode on the spring extreme low temperature events in the north of eastern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(1): 96-108

Abstract　The relationship between the preceding boreal winter Northern Hemisphere annular mode (NAM) and the spring extreme low temperature events in the north of eastern China during 1959－2008 was examined in this study. The results show that there exists a significantly negative relationship between the preceding winter (December－March) NAM and the following spring (March－May) extreme low temperature events in the north of eastern China. When the preceding winter NAM is strong, in the following spring negative (positive) geopotential height anomalies occur in the upper (lower) levels over the north of eastern China, and anomalous sinking motion and vertical heating are accompanied in the same area with the cold vortices over Northeast China being weak, resulting in less extreme low temperature events. The opposite circulation patterns in the spring are obviously observed in weak preceding winter NAM years. Furthermore, the possible physical mechanism associated with the impact of the preceding winter NAM on the subsequent spring extreme low temperature events in the north of eastern China is explored. The results indicate that the Eurasian snow cover is a potential bridge connecting the signals in winter NAM and spring extreme low temperature events in the north of eastern China. When the preceding winter NAM is strong (weak), warmer (colder) surface air temperature occurs over the mid-high latitudes of Eurasia and the Eurasian snow cover area is smaller (larger) than normal. Besides, Eurasian snow cover area anomalies in the preceding winter can strongly persist to the following spring. When the preceding winter Eurasian snow cover area is small, accordingly in the following spring cold vortices over Northeast China are weak and the surface air temperature in the north of eastern China is higher, resulting in less extreme low temperature events, and vice verse. Therefore, the preceding winter NAM contributes to the frequency and intensity of the following spring extreme low temperature in the north of eastern China, yielding a potential valuable signal in predicting spring extreme low temperature events in the above-mentioned region.

Key words　Northern Hemisphere annular mode (NAM), Extreme low temperature, Negative correlation, Eurasian snow cover

摘　要　对1959—2008年前冬(12—3月)北半球环状模与春季(3—5月)中国东部北方地区极端低温事件的关系进行诊断分

* 资助课题：国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2010CB950400、2013CB430203)和国家自然科学基金资助项目(41030961)。

作者简介：尹姗，主要从事环状模及其气候影响，极端事件的变化和成因研究。E-mail：yinshan@mail.iap.ac.cn

通讯作者：李建平，主要从事气候动力学与可预报性、季风、环状模动力学及其影响等方面的研究。E-mail：ljp@lasg.iap.ac.cn

析,发现前冬北半球环状模与春季中国东部北方地区极端低温事件存在显著负相关。当前冬北半球环状模偏强时,春季中国东部北方地区上空对流层高、低层分别出现位势高度的负、正异常,对应异常的下沉增温,东北冷涡偏弱,极端低温事件发生频次偏少,强度偏弱;反之,当前冬北半球环状模偏弱时,春季该地区极端低温事件发生的频次偏多,强度偏强。进一步研究表明,欧亚雪盖在前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区极端低温的影响中起到潜在的桥梁作用,当前冬北半球环状模偏强(偏弱)时,同期欧亚大陆中高纬度地区偏暖(偏冷),欧亚雪盖面积较小(较大)。另外,欧亚雪盖面积异常具有较强的持续性,可以从前冬持续到春季。因此,当前冬欧亚雪盖面积较小时,春季欧亚雪盖面积也偏小,且对应春季东北冷涡强度偏弱,中国东部北方地区地表气温偏高,极端低温事件发生的频次偏少,强度偏弱;反之亦然。前冬北半球环状模与春季中国东部北方地区极端低温事件的负相关关系为预测中国东部北方地区春季极端低温事件的变化提供了一个潜在的前期信号。

关键词　北半球环状模,极端低温,负相关,欧亚雪盖

中图法分类号　P466

1　引　言

近年来在全球变暖背景下,极端天气气候事件频发,相关研究成为人们关注的热点(Karl, et al, 1999a;Alexander,et al,2006;Allan, et al,2008;任国玉等,2010)。中国是一个气象灾害频发的国家,每年由气象灾害造成的经济损失为2000—3000亿元,占GDP的1%—3%。因此,研究极端天气气候事件的变化及其成因具有重要的科学意义和社会价值。

对于极端天气气候事件的时空变化,已有很多相关研究。政府间气候变化专门委员会(IPCC)第4次评估报告指出,全球大部分中纬度地区霜冻日数大范围减少、极端暖日日数增加、极端冷日和冷夜日数显著减少。自20世纪下半叶以来,热浪持续增长(Frich,et al,2002;Solomon,et al,2007),日最低气温比日最高气温的增暖强度大(Easterling,et al, 2000)。中国学者(严中伟等,2000;Zhai, et al, 2003;唐红玉等,2005;周雅清等,2010)对中国极端气温的变化也进行了大量研究,指出20世纪下半叶中国平均最高气温和极端高温在北方增加明显,特别是在东北北部、华北和西北北部及青藏高原地区;中国大部分地区冷日、冷夜和霜冻日数都呈显著减少趋势,暖日和暖夜的发生频率除个别地区外皆有增加趋势;中国大部分地区热浪天数都显著增加,特别是东南沿海和华北,但黄河下游部分站点热浪天数有所减少;气温日较差呈减小趋势,特别是东北、华南和新疆地区(Easterling,et al,2000;翟盘茂等,2003;Qian, et al, 2004; Alexander, et al, 2006; Ding,et al,2009)。基于对过去极端天气气候事件发展变化的认识,部分研究(Tebaldi,et al,2006;Zhang,et al,2006;江志红等,2009)还探讨了未来中国极端天气气候事件可能的发展趋势。

然而,目前关于极端天气气候事件发生、发展机理和影响因子的研究还比较少。作为控制大气环流和气候变化的重要模态(Lorenz,1951;Li, et al, 2003)——北半球环状模(简称NAM)和南半球环状模(简称SAM)对北半球气候有着深远和广泛的影响(Thompson, et al, 1998; Thompson, 2001; Gong, et al,2003;Nan, et al,2003,2009;李建平,2005;南素兰等,2005a,2005b; Wu,et al,2009b;郑菲等,2012),其中,又以北半球环状模的作用更为直接。北半球环状模全年存在,有较强的季节变化,冬季较强,夏季较弱(范丽军等,2003)。已有研究(Thompson, et al,2000;龚道溢等,2003)指出,北半球环状模与北美、欧亚大陆中高纬度气温、降水关系紧密。冬季北半球环状模对中国的冬季风(Gong,et al,2001)、气温(龚道溢等,2003,2004)、西南地区降水(徐寒列等,2012)有显著影响;春季北半球环状模与东亚夏季风也存在紧密联系(Wu,et al,2009a,2012)。冬季、春季同期的北半球环状模与中国某些地区最高、最低气温(所玲玲等,2008)、暖日和暖夜及冷日和冷夜日数(王冀等,2007;丁园圆等,2010)有很强的相关性。综观前人工作,尽管已有研究注意到了北半球环状模对中国气温的影响,也涉及极端气温方面的研究,但关于北半球环状模对极端气温影响的机理研究还较少,且已有研究仅关注了同期北半球环状模和中国极端气温的相关,并没有深入讨论不同季节间北半球环状模与中国极端气温的超前关系、跨季节影响及相关机理。本文围绕北半球环状模对中国极端气温事件的超前关系和跨季节影响的这一主题,进行了尝试性研究,发现前冬北半球环状模与春季中国东部北方地区极端低温有显著的负相关关系。在揭示这一现象的基础上,探讨前冬北半球环状模对中国地区春季极端低温事件的跨季节影响,并尝试从欧亚雪盖的角度

解释两者之间的可能物理联系和影响机理。

2 资料和方法

使用的北半球大气环流和地表气温资料是美国国家环境预报中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)月平均再分析资料(Kalnay, et al,1996),水平分辨率为 2.5°×2.5°,资料时段是 1959—2008 年;北半球环状模指数(1959—2007 年)选用的是 Li 等(2003)定义的指数

$$I_{\mathrm{NAM}} = \hat{P}_{35^\circ\mathrm{N}} - \hat{P}_{65^\circ\mathrm{N}}$$

式中,$\hat{P}_{35^\circ\mathrm{N}}$,$\hat{P}_{65^\circ\mathrm{N}}$分别是 35°N 与 65°N 上标准化的纬向平均海平面气压(SLP),正如 Angell(2006)和 Gao 等(2010)指出,这个指数在表征北半球环状模的空间特征方面明显优于 Thompson 等(1998)的经验正交函数指数,且物理意义清晰。该指数已被广泛应用于气候研究中(Angell,2006;Liu, et al,2007;Merzlyakov,et al,2009;李晓峰等,2009,2011;Wu,et al,2009a,2012;Gao,et al,2010;徐寒列等,2012)。本文用到的 1967—2008 年逐月欧亚雪盖面积资料由罗格斯大学全球雪实验室提供。该资料通过反演美国国家海洋大气局(NOAA)北半球逐周雪盖卫星图像得到格点单元上的雪盖面积,并利用改进的全球海陆分布对欧亚大陆范围内的雪盖面积进行累加,计算出逐月欧亚雪盖面积。该资料在研究欧亚雪盖问题上具有很好的代表性,被广泛应用于相关研究(Robinson,et al,1993;Bamzai,2003;Saito,et al,2004)。逐日气温资料采用序列均一性的多元分析(MASH)方法均一化后的 1960—2008 年中国 549 个台站的最高和最低气温(Li, et al,2009)。在本文所用的数据集中,每个台站若一年有 10 d 连续缺测或一年中共有 30 日缺测,则将该年视为缺测年。在研究时段中全部台站均无缺测。文中的春季指的是 3—5 月,冬季指的是该年 12 月至次年 3 月。目前国际上在极端事件研究中所选用的代用气候指数的具体定义各不相同,最常见的是采用某个百分位数值或固定临界值作为极端值的阈值。本文参考气候变化检测和指标专家组(ETCCDI)给出的 27 个代用气候指数定义(Karl,et al,1999b;任国玉等,2010),选用 5 个指数:冷夜(TN10p)、冷日(TX10p)、极端最低气温(TNn)、最高气温极小值(TXn)和霜冻(FD)来研究中国极端低温,其具体定义如表 1 所示。在计算阈值过程中使用 5 d 滑动取样方法对气温资料进行处理,基底年选取 1971—2000 年。对于百分位数的极端指数在基底年内可能出现的虚假突变问题运用 Bootstrap 方法进行处理(Zhang,et al,2005)。

表 1 极端气温指数定义

Table 1 The definition of the extreme temperature indices

序号	代码	名称	定义	单位
1	TN10p	冷夜	日最低气温(TN)<10%分位值的天数	d
2	TX10p	冷日	日最高气温(TX)<10%分位值的天数	d
3	TNn	极端最低气温	每月日最低气温的最小值	℃
4	TXn	最高气温极小值	每月日最高气温的最小值	℃
5	FD	霜冻	日最低气温(TN)<0℃的天数	d

3 前冬北半球环状模与春季中国东部北方地区极端低温的关系

对北半球环状模与中国极端低温的相关分析(图 1)表明,前冬北半球环状模指数与中国春季的冷夜、冷日和霜冻指数存在负相关,与极端最低气温和最高气温极小值指数存在正相关关系,显著相关区主要位于长江中下游以北、河套以东的地区。冷夜、极端最低气温受北半球环状模的影响尤为明显,其显著相关区延伸到华南及西部地区。本文将上述主要相关区称之为中国东部北方地区(30°—50°N,110°—130°E),接下来主要讨论该区域的极端低温变化。北半球环状模指数与冷夜、冷日和霜冻的显著负相关表明,前冬北半球环状模偏强时,春季中国东部北方地区冷夜、冷日和霜冻发生的频次偏少,而北半球环状模指数与极端最低气温和最高气温极小值的显著正相关说明,前冬北半球环状模偏强时,春季中国东部北方地区的极端低温事件的强度偏小;当北半球环状模偏弱时,情况相反。

图 1 中通过 95%信度检验的阴影区大部分都分布在(30°—50°N,110°—130°E),本研究将该地区各极端低温指数的空间平均作为反映中国东部北方地区极端低温的指标(图 2)。在 1960—2008 年的 49 年中,前冬北半球环状模指数正距平的有 22 年,春季中国东部北方地区冷夜、冷日和霜冻指数为负距平的年数分别为19、17和17年,占总年份

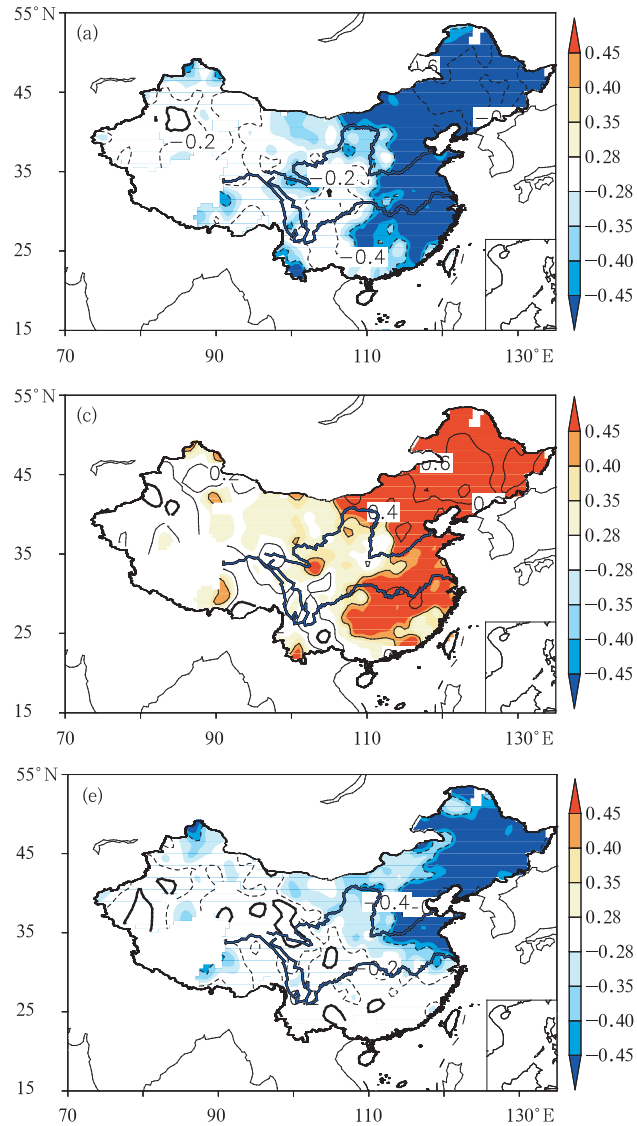


图 1　前冬(12—3 月)北半球环状模指数与春季(3—5 月)中国 5 个极端低温指数的相关系数

(a. 冷夜,b. 冷日,c. 极端最低气温,d. 最高气温极小值,e. 霜冻;填色表示信度超过 95%的区域)

Fig. 1　Correlation coefficient distributions between the preceding boreal winter(December－March) NAMI and the spring(March－May)extrem low temperature indices in China

(a. TN10p, b. TX10p, c. TNn, d. TXn, e. FD; shaded areas are significant at the 95% confidence level)

的 86.4%和 77.3%。前冬北半球环状模指数正距平时,春季中国东部北方地区极端最低气温和最高气温极小值为正距平的年数是 18 和 19 年,分别占总年份的 81.8%和 86.4%;这 49 年中前冬北半球环状模指数负距平数为 27 年,其中春季中国东部北方地区冷夜、冷日和霜冻指数为正距平的年数分别为 18、17 和 20 年,占总年份的 66.7%、63.0%和 74.1%。前冬北半球环状模指数为负距平时,春季中国东部北方地区极端最低气温和最高气温极小值为负距平的年数为 18 和 17 年,分别占总年份的 66.7%和 63.0%。由此可见,前冬北半球环状模的异常和春季东部北方地区极端低温事件发生的频次和强度异常有很好的对应关系。前冬北半球环状模指数和春季中国东部北方地区 5 个极端低温指数时间序列的相关系数都通过了 95%的信度检验,说明前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区极端低温事件有重要影响。当前冬北半球环状模偏强时,春季中国东部北方地区极端低温事件发生的频次偏少,强度偏小,而冬季北半球环状模偏弱的年份次年春季该地区极端低温事件发生的频次多,强度大。

为了确定前冬北半球环状模和春季中国东部北方地区极端低温的关系,用奇异值分解(SVD)法做进一步分析。左场选取的是 1959—2007 年冬季 20°N以北,0°—360°的海平面气压(SLP)场,右场为 1960—2008 年春季中国台站极端气温指数,做奇异值分解之前所有变量都经过了标准化处理。图 3 是海平面气压与冷夜指数奇异值分解第 1 模态对应的同质和异质相关型,这个模态的解释方差为84.1%,两变量场对应的时间系数的相关系数是 0.66(通过了95%的信度检验)。从同质相关图(图3a、b)可以看

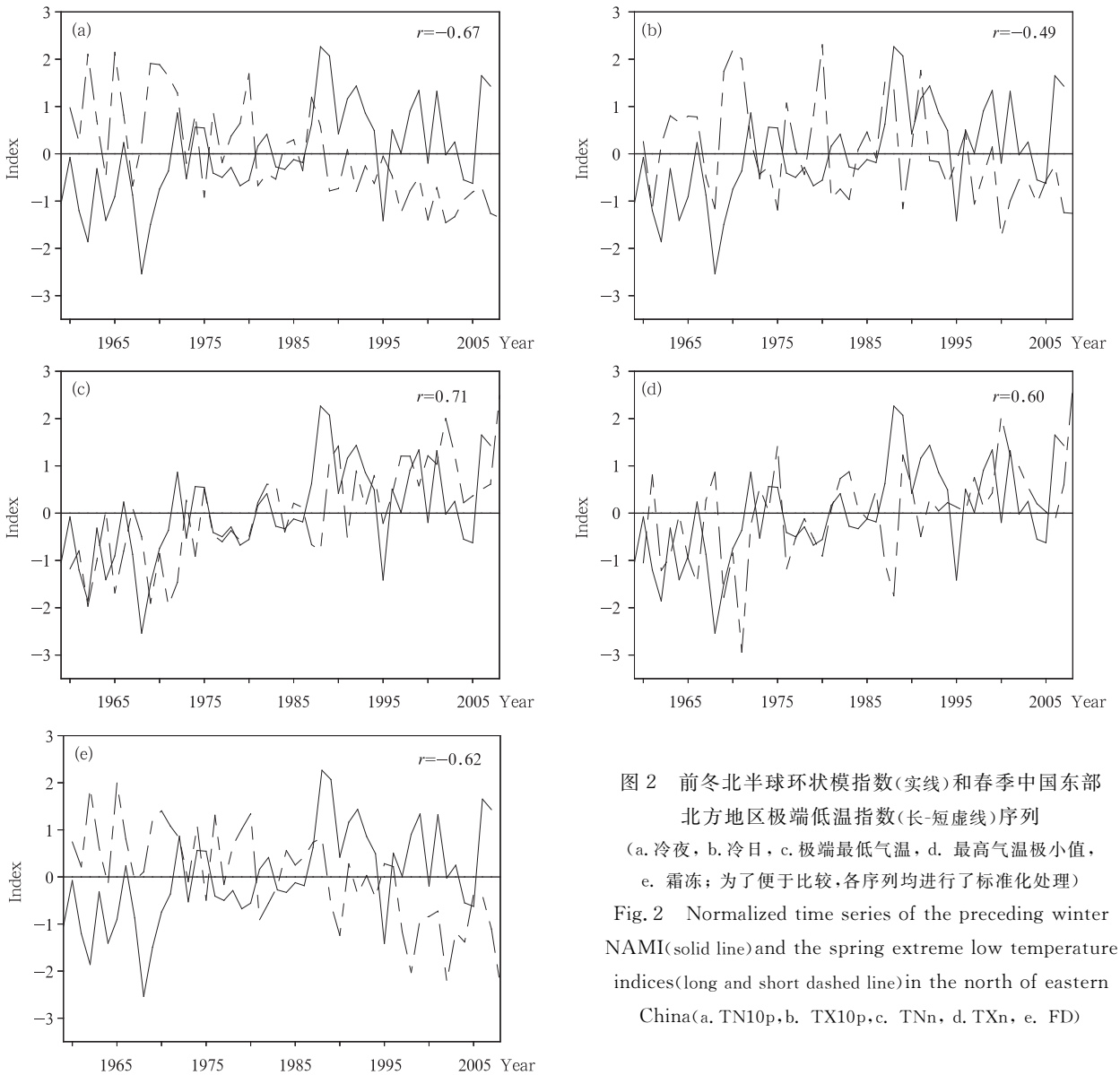


图 2 前冬北半球环状模指数(实线)和春季中国东部北方地区极端低温指数(长-短虚线)序列

(a. 冷夜, b. 冷日, c. 极端最低气温, d. 最高气温极小值, e. 霜冻; 为了便于比较,各序列均进行了标准化处理)

Fig. 2 Normalized time series of the preceding winter NAMI(solid line)and the spring extreme low temperature indices(long and short dashed line)in the north of eastern China(a. TN10p, b. TX10p, c. TNn, d. TXn, e. FD)

到,北半球中、高纬度地区分别表现出环状的显著正、负相关,对应着北半球环状模的正位相,说明第1模态主要反映了与北半球环状模异常相对应的环流特征。中国冷夜的相关分布是全国性的,这表明第1模态主要反映了中国冷夜的异常情况。在异质相关图(图3c、d)上,海平面气压主要表现为北半球环状模的正位相,中国东部以及东部北方地区存在大范围显著负相关,说明前冬北半球环状模的正(负)位相与春季该地区冷夜偏少(多)的情况相对应。这与前冬北半球环状模指数与春季冷夜的相关分析一致,进一步说明冬季北半球环状模偏强,随后的春季中国东部北方地区冷夜日数偏少;反之,则冷夜日数偏多。

对1959—2007年冬季20°N以北的海平面气压与1960—2008年春季中国冷日、极端最低气温、最高气温极小值和霜冻指数的奇异值分解结果与上文相关分析的结论一致(图略),表明前冬北半球环状模偏强时,春季中国东部北方地区极端低温事件发生的频次容易偏少,强度偏小;而当前冬北半球环状模偏弱时,春季中国东部北方地区极端低温事件发生的频次偏多,强度偏大。

4 春季东亚大气环流对前冬北半球环状模的异常响应

从春季200、500和850 hPa环流场对前冬北半球环状模异常的响应(图4)可以看出,在冬季北半

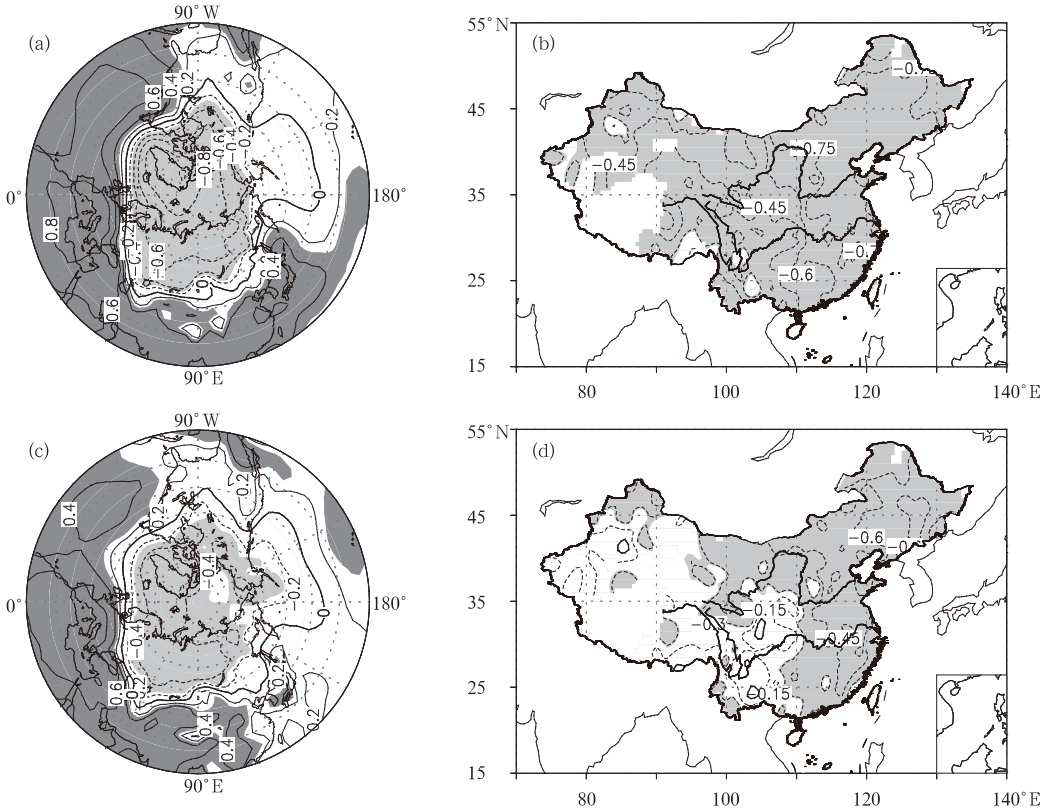


图 3　前冬北半球 20°N 以北的海平面气压(a、c)与春季中国台站冷夜指数(b、d)奇异值分解的第 1 模态同质相关(a、b)和异质相关(c、d)分布(阴影表示信度超过 95%的区域)

Fig. 3　Leading SVD modes for the preceding winter sea level pressure to the north of 20°N(a, c)and the spring TN10p in China(b, d)

(a, b. the homogeneous correlation patterns; c, d. the heterogeneous correlation patterns. Shaded areas are significant at the 95% confidence level)

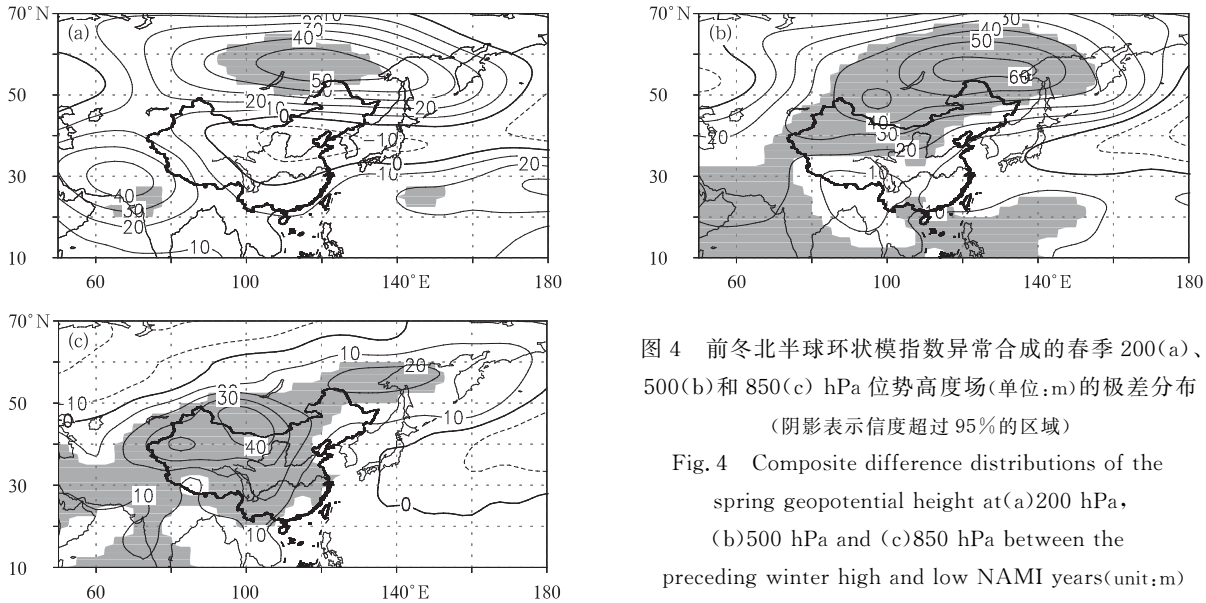


图 4　前冬北半球环状模指数异常合成的春季 200(a)、500(b)和 850(c) hPa 位势高度场(单位:m)的极差分布

(阴影表示信度超过 95%的区域)

Fig. 4　Composite difference distributions of the spring geopotential height at(a)200 hPa, (b)500 hPa and (c)850 hPa between the preceding winter high and low NAMI years(unit:m)

(Shaded areas are significant at the 95% confidence level)

球环状模高值年的次年春季,中国东部北方地区500和850 hPa有正的位势高度场异常,与之对应的风场为反气旋式异常响应;200 hPa有负的位势高度场异常,对应风场为异常的气旋式环流。这种高、低空配置有利于异常下沉气流产生,导致该地区产生异常的下沉增温,使地面气温偏高。此外,冷夜、冷日、霜冻、极端最低气温和最高气温极小值5个指数对春季环流场的合成与上述结果相一致。

为了验证上述分析结论,分别考察了前冬北半球环状模指数、春季冷夜和春季极端最低气温异常时春季垂直速度的响应(图5)。当前冬北半球环状模指数偏大时,春季中国东部北方地区上空有异常

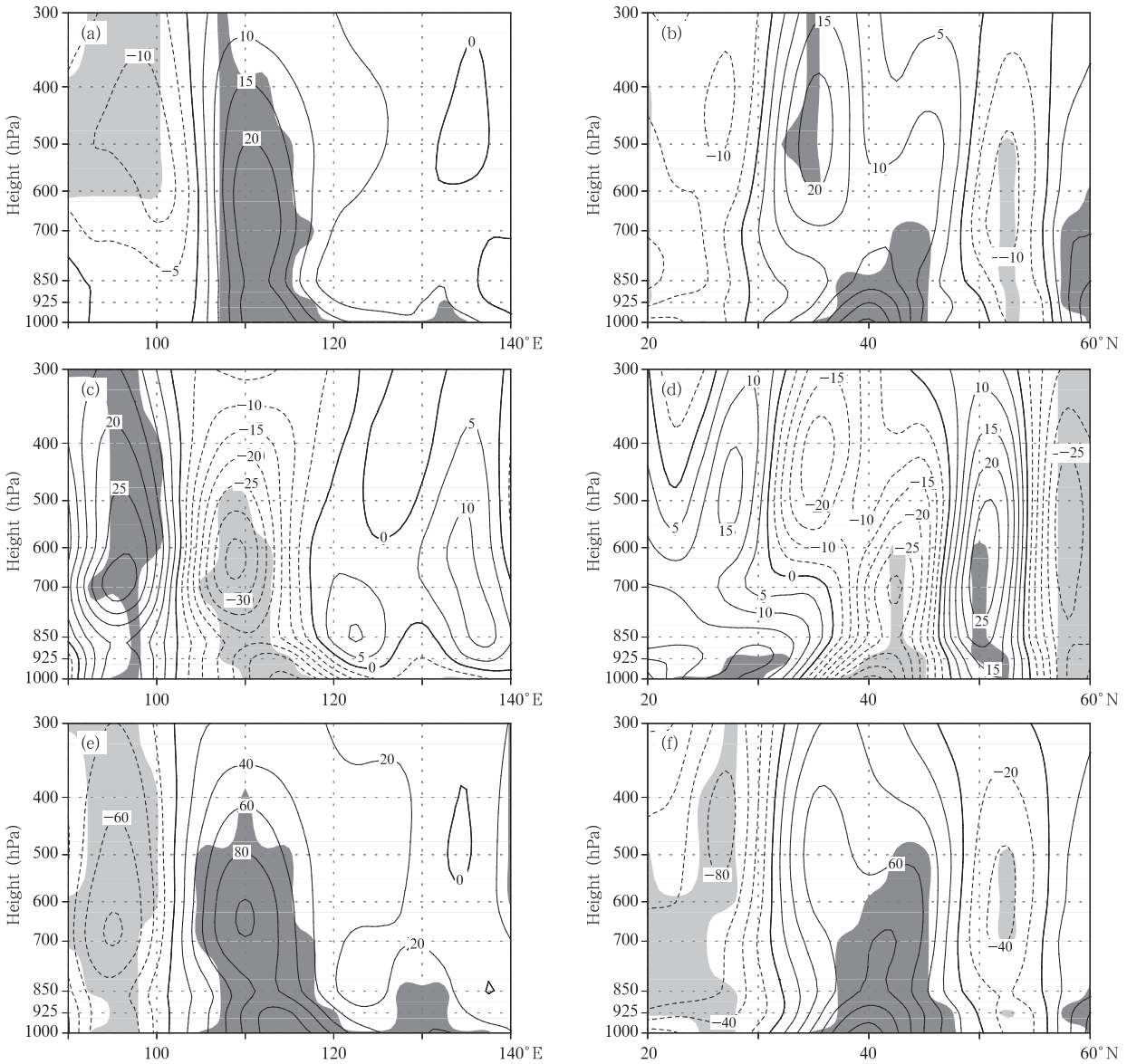


图5 前冬北半球环状模指数异常(a、b)、春季冷夜异常(c、d)和春季极端最低气温异常(e、f)对应的春季垂直速度(单位:10^{-3} Pa/s)合成差的垂直剖面

(a、c、e. 沿30°—50°N的经度-高度剖面,b、d、f. 沿110°—130°E的纬度-高度剖面;阴影表示信度超过95%的区域)

Fig. 5 Vertical sections of the composite differences of the spring vertical velocity(unit:10^{-3} Pa/s)between (a,b)the preceding winter high and low NAMI years, spring high and low (c,d)TN10p and (e,f)TNn years

(a,c,e. the longitude-height cross section between 30°—50°N; b,d,f. the latitude-height cross sections between 110°—130°E. Shaded areas are significant at the 95% confidence level)

的下沉气流,不利于极端低温事件的发生。春季冷夜日数偏多时,在中国东部北方地区上空有大范围的异常上升气流,与基于北半球环状模指数合成的情况相反,利于极端低温事件的发生。基于春季极端最低气温指数合成的垂直速度剖面图(图5e、f)的情况与图5a、b相似,但显著区域范围更大,垂直速度的正异常值也更大,说明该地区垂直下沉气流更强,不利于极端低温事件的发生。基于春季同期的冷日、最高气温极小值和霜冻指数合成的垂直速度的异常响应与上述分析结果类似。

大气环流的变化对地面气象要素的影响常常是通过各地区的天气系统联系起来实现的。已有研究表明,中国东北地区的气温与东北冷涡的强度紧密相关(孙力,1997;胡开喜等,2011)。东北冷涡一年四季都存在,其发生、发展对中纬度大气环流有重要影响。东北冷涡的频繁活动和持续维持会给中国东北地区带来低温多雨天气,气候影响显著。从图4可以看出,当前冬北半球环状模偏强时,春季对流层中低层有显著的正位势高度场异常,东北冷涡异常偏弱,并导致中国东部北方地区的地表气温偏暖。参考何金海等(2006)对东北冷涡的定义方法,在此定义了春季的东北冷涡指数(NECVI),并用该指数对春季的位势高度场进行合成分析(图略),发现从贝加尔湖、蒙古到中国东北地区存在显著的气旋性环流异常,环流中心位于东北北部,中国东部北方地区受异常的西北风影响,这表明东北冷涡指数能较好地描述东北冷涡的主要特征。春季东北冷涡指数和前冬北半球环状模指数的相关系数为-0.58(超过了99%的信度检验),说明当前冬北半球环状模偏强(弱)的时候,春季东北冷涡的强度偏弱(强),有利于中国东部北方地区气温偏高(低)。

5　北半球环状模影响中国东部北方地区极端低温的可能机制——欧亚雪盖的桥梁作用

由于大气本身缺乏产生持续性预报的物理机制,大气潜在的可预报性变化可来源于大气下边界(如海洋、雪盖等)持续性异常加热强迫作用。雪盖通过其特有的热力性质影响地表的辐射收支、热量平衡和水分平衡过程,从而对大气环流和气候产生重要影响。有研究指出欧亚雪盖和北半球环状模联系紧密(Cohen, et al,1999;Bojariu, et al,2003;Saito, et al,2003),前冬北半球环状模和春季的欧亚雪盖有显著的负相关关系(Saito, et al,2004;Bamzai,2003)。这种超前影响与北半球环状模对东北低温的影响在时间尺度上一致,因此,可以认为欧亚雪盖在前冬北半球环状模影响春季中国东部北方地区极端低温中可能起到潜在的桥梁作用。

对北半球环状模和欧亚雪盖的超前滞后相关分析(图6)表明,冬季北半球环状模超前欧亚雪盖一个季节时两者存在显著的负相关关系,与已有研究结果较为一致。同时,还发现冬季北半球环状模与同期的欧亚雪盖面积也有显著负相关,这说明前冬北半球环状模偏强时,同期欧亚雪盖的面积偏小,而前冬北半球环状模偏弱时,欧亚雪盖的面积偏大。当冬季北半球环状模偏强时,同期欧亚大陆中高纬度大范围区域内近地面层气温偏高,不利于积雪生成,因此,欧亚雪盖面积偏小,反之亦然。另外,由欧亚雪盖面积自身的超前滞后相关(图略)得到,冬季欧亚雪盖面积与同期及其随后的一、两个季节的雪盖面积都有显著正相关,与春季雪盖面积的相关系数达到0.48,超过了99%的信度检验,表明欧亚雪

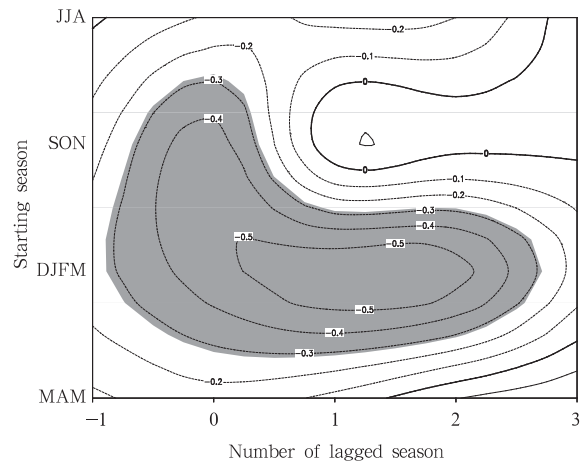


图6　不同季节的北半球环状模和欧亚雪盖面积的超前滞后相关

(纵坐标代表北半球环状模的季节,以各月的首字母表示,横坐标的正/负数代表北半球环状模超前/滞后雪盖的季节数;阴影表示信度超过95%的区域)

Fig. 6　Lead-lag correlations between the seasonal NAM and the Eurasian snow cover area

(The ordinate shows the season of NAM. The positive value of the abscissa is for the number of season with NAM leading snow cover, whereas the negative one indicates that snow cover leads NAM. Shaded areas are significant at the 95% confidence level)

盖面积异常具有较强的持续性,可以从前冬持续到春季。因此,可以认为前冬北半球环状模偏强会引起同期欧亚雪盖面积偏小,并通过雪盖的持续性导致春季雪盖面积也偏小。

从春季欧亚雪盖面积与同期中国5个极端低温指数的相关系数分布(图7)可见,长江中下游以北、河套、河套以东的地区以及中国西北部地区有正或负的显著相关区,即春季欧亚雪盖面积偏大时,中国东部北方地区的冷夜、冷日和霜冻日数偏多,极端低温事件发生的频次偏高;在同一范围内,欧亚雪盖面积指数与极端最低气温和最高气温极小值呈负相关,说明当欧亚雪盖面积偏大时,极端最低气温和最高气温极小值容易偏小,即极端低温事件的强度偏强。反之亦然。

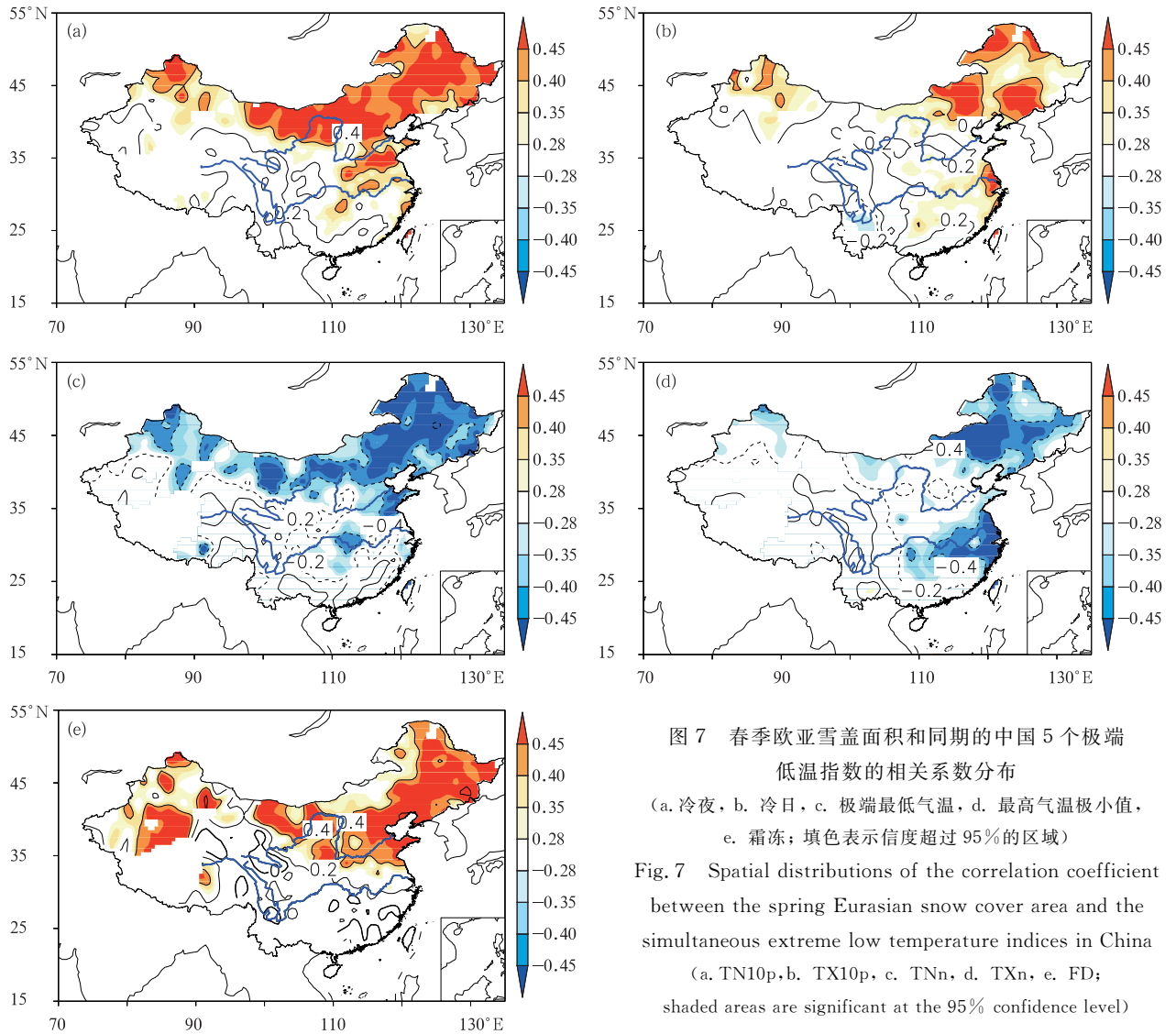


图7 春季欧亚雪盖面积和同期的中国5个极端低温指数的相关系数分布

(a. 冷夜, b. 冷日, c. 极端最低气温, d. 最高气温极小值, e. 霜冻; 填色表示信度超过95%的区域)

Fig. 7 Spatial distributions of the correlation coefficient between the spring Eurasian snow cover area and the simultaneous extreme low temperature indices in China

(a. TN10p, b. TX10p, c. TNn, d. TXn, e. FD; shaded areas are significant at the 95% confidence level)

当春季欧亚雪盖面积异常时,雪盖通过强迫北半球大尺度环流影响中国气候。由500 hPa位势高度场极差分布(图8)可见,在春季欧亚雪盖面积偏大时,乌拉尔山地区为正的位势高度场异常,乌拉尔山高压偏强;极地和贝加尔湖附近分别呈现正和负位势高度场异常,这种正负异常的分布会引起高纬度西风带的减弱,经向环流加强,容易引导极地强冷空气向南爆发,从而导致欧亚大陆北部大部分地区地表气温偏低。同时,春季的欧亚雪盖面积和东北冷涡的相关系数为0.51,说明春季欧亚雪盖面积偏大时,同期东北冷涡偏强,也容易导致中国东部北方地区的气温偏低。

由春季欧亚雪盖回归的同期地表气温(图9)可以看出:欧亚大陆北部约40°N以北的大部分地区

的回归系数为负,110°E 以东这种负的回归系数区域逐渐向南扩展,直至长江中下游地区。说明当春季欧亚雪盖面积偏大时,中国东部北方地区及欧亚大陆中高纬度大部分地区地表气温偏低;而春季欧亚雪盖面积偏小时,上述地区地表温度偏高。这种大范围的地表气温异常很有可能给极端低温事件的发生提供大的背景场,使极端低温事件发生相应的变化。

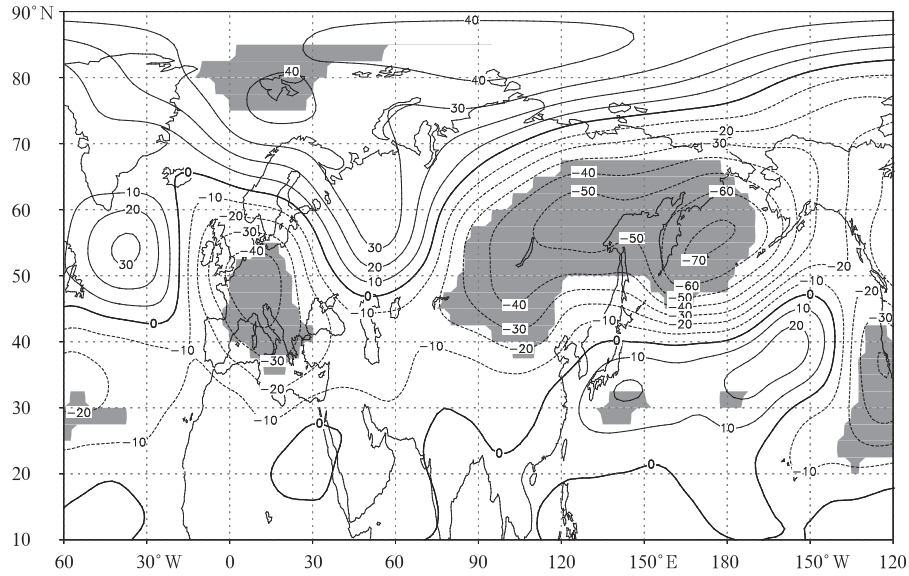


图 8　春季欧亚雪盖面积异常合成的同期 500 hPa 位势高度场(单位:m)的极差分布
(阴影表示信度超过 95%的区域)

Fig. 8　Composite difference distribution (unit:m) of the spring geopotential height at 500 hPa between the large and small spring Eurasia snow cover area years
(Shaded areas are significant at the 95% confidence level)

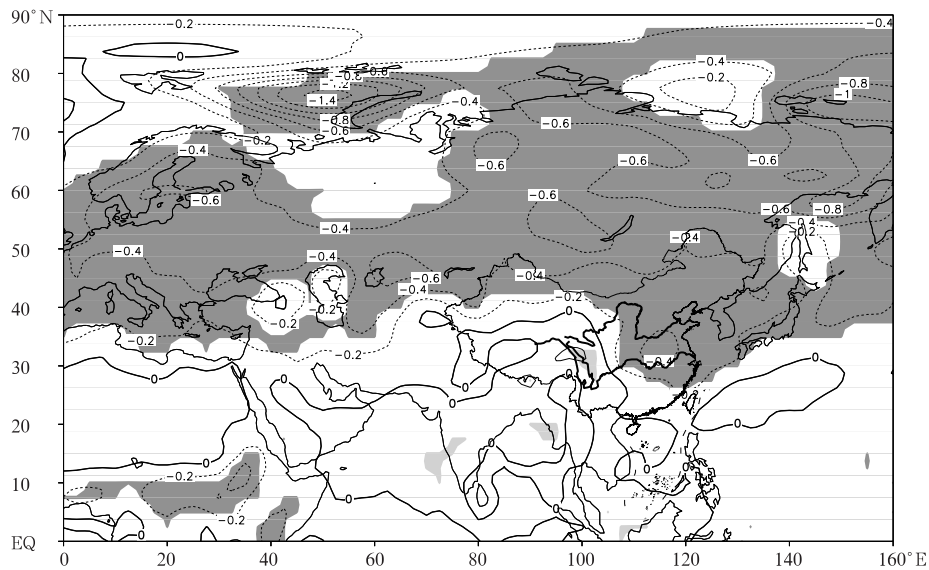


图 9　春季欧亚雪盖面积回归的同期地表气温(单位:℃)
(阴影表示信度超过 95%的区域)

Fig. 9　Regression pattern of the simultaneous surface temperature (unit:℃) with respect to the Eurasian snow cover area
(Shaded areas are significant at the 95% confidence level)

综上所述,冬季北半球环状模对同期欧亚雪盖有显著影响,且这种影响能持续到春季。而春季欧亚雪盖通过强迫北半球大气环流变化来影响地表气温。当春季欧亚雪盖面积偏大(小)时,东北冷涡偏强(弱),中国东部北方地区的平均温度容易偏低(高),有利于该地区极端低温事件发生的频次偏高(低),强度偏强(弱)。

6 结论与讨论

本文分析了前冬北半球环状模与春季中国东部北方地区极端低温事件的关系,发现前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区的极端低温有重要影响,两者存在着显著的相关。前冬北半球环状模偏强,春季中国东部北方地区冷日、冷夜和霜冻发生的日数偏少,极端最低气温和最高气温极小值偏高,即极端低温事件发生的频率偏小,强度偏弱。前冬北半球环状模偏弱时,春季中国东部北方地区冷日、冷夜和霜冻发生的日数偏多,极端最低气温和最高气温极小值偏低,即极端低温事件发生的频率偏大,强度偏强。此外,还分析了前冬北半球环状模异常对应的大气环流型:当前冬北半球环状模偏强时,春季中国东部北方地区上空高、低层分别存在位势高度的负、正异常,对流层有异常的下沉增温,且东北冷涡偏弱,导致该地区气温偏高,极端低温事件发生的频次偏少,强度偏弱。当前冬北半球环状模偏弱时,大气环流变化与上述情况相反。考虑到北半球环状模在12—3月时位相最强,故定义12月至次年3月为冬季。另选取了12—2月定义的冬季对上述研究内容进行核实,结果表明12月至次年2月北半球环状模和春季中国东部北方地区的极端低温的相关仍十分显著。因此,前冬北半球环状模的强度变化可以作为春季中国东部北方地区极端低温事件的一个预测信号。

从本文的分析结果可知,前冬北半球环状模与春季中国东部北方地区极端低温事件有一定的关系,但北半球环状模具体是通过什么机制影响极端低温事件的呢?文中也给出了可能的物理机制分析,即冬季的北半球环状模通过影响同期欧亚雪盖的面积,并且雪盖将这一信号持续到春季使欧亚大陆上空大气环流发生改变,从而进一步影响中国东部北方地区气温,因此给该地区的极端低温事件的发生提供一个大的背景场,影响其变化。本文讨论了雪盖作为一种介质传递跨季节的北半球环状模对极端低温事件的影响,这是一种可能的机制,前冬北半球环状模是否有可能通过其他途径影响春季中国东部北方地区的极端低温事件,值得进一步研究。另外,春季欧亚雪盖是如何强迫改变北半球大尺度环流,且哪些区域的雪盖可能对北半球环状模和极端低温的变化更为敏感,这些问题还有待更深入的研究。

致谢:中国科学院大气物理研究所东亚区域气候环境重点实验室的严中伟研究员和李珍博士为本研究提供了中国气象台站的均一化逐日温度资料,在此表示感谢。

参考文献

丁园圆,缪启龙,王勇. 2010. 中国北方冬季极端温度的变化及其与AO相关分析. 干旱区资源与环境,24(5):95-101

范丽军,李建平,韦志刚等. 2003. 北极涛动和南极涛动的年变化特征. 大气科学,27(3):419-424

龚道溢,王绍武. 2003. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. 地理学报,58(4):559-568

龚道溢,王绍武,朱锦红. 2004. 北极涛动对我国冬季日气温方差的显著影响. 科学通报,49(5):487-492

何金海,吴志伟,祁莉等. 2006. 北半球环状模和东北冷涡与我国东北夏季降水关系分析. 气象与环境学报,22(1):1-4

胡开喜,陆日宇,王东海. 2011. 东北冷涡及其气候影响. 大气科学,35(1):179-191

江志红,陈威霖,宋洁等. 2009. 7个IPCC AR4模式对中国地区极端降水指数模拟能力的评估及其未来情景预估. 大气科学,33(1):109-120

李建平. 2005. 北极涛动的物理意义及其与东亚大气环流的关系//俞永强,陈文等. 海-气相互作用对我国气候变化的影响. 北京:气象出版社,169-176

李晓峰,李建平. 2009. 南、北半球环状模月内活动的主要时间尺度. 大气科学,33(2):215-231

李晓峰,李建平. 2011. 月内尺度北半球环状模水平和垂直活动特征分析. 气象学报,69(6):1046-1061

南素兰,李建平. 2005a. 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,63(6):837-846

南素兰,李建平. 2005b. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系II:印度洋、南海海温的"海洋桥"作用. 气象学报,63(6):847-856

任国玉,封国林,严中伟. 2010. 中国极端气候变化观测研究回顾与展望. 气候与环境研究,15(4):337-353

孙力. 1997. 东北冷涡持续活动的分析研究. 大气科学,21(3):297-307

所玲玲,黄嘉佑,谭本馗. 2008. 北极涛动对我国冬季同期极端气温的影响研究. 热带气象学报,24(2):163-168

唐红玉,翟盘茂,王振宇. 2005. 1951—2002年中国平均最高、最低气温及日较差变化. 气候与环境研究,10(4):728-735

王冀,江志红,张海东等. 2007. 1957—2000年东北地区春季极端气温变化及其与北极涛动的关系. 气候变化研究进展,3(1):41-45

徐寒列,李建平,冯娟等. 2012. 冬季北大西洋涛动与我国西南地区降水的不对称性关系. 气象学报,70(6):1276-1291

严中伟,杨赤. 2000. 近几十年中国极端气候变化格局. 气候与环境研究,5(3):267-272

翟盘茂,潘晓华. 2003. 中国北方近50年温度和降水极端事件变化. 地理学报,58(1):1-10

郑菲,李建平. 2012. 前冬南半球环状模对春季华南降水的影响及其机理. 地球物理学报,55(11):3542-3557,doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.004

周雅清,任国玉. 2010. 中国大陆1956—2008年极端气温事件变化特征分析. 气候与环境研究,15(4):406-417

Angell J K. 2006. Changes in the 300 mb north circumpolar vortex, 1963-2001. J Climate, 19(12): 2984-2994

Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. J Geophys Res, 111(3): D05109, doi: 10.1029/2005JD006290

Allan R P, Soden B J. 2008. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. Science, 321(5895): 1481-1484

Bamzai A S. 2003. Relationship between snow cover variability and Arctic Oscillation Index on a hierarchy of time scales. Int J Climatol, 23: 131-142

Bojariu R, Gimeno L. 2003. The role of snow cover fluctuations in multiannual NAO persistence. Geophys Res Lett, 30(4): 1156, doi: 10.1029/2002GL015651

Cohen J, Entekhabi D. 1999. Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. Geophys Res Lett, 26(3): 345-348

Ding T, Qian W H, Yan Z W. 2009. Changes in hot days and heat waves in China during 1961-2007. Int J Climatol, 30(10): 1452-1462

Easterling D R, Evans J L, Groisman P Y, et al. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. Bull Amer Meteor Soc, 81(3): 417-425

Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. Climate Res, 19(3): 193-212

Gao H, Washington R. 2010. Arctic oscillation and the interannual variability of dust emissions from the Tarim Basin: A TOMS AI based study. Climate Dyn, 35(2-3): 511-522

Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. Geophys Res Lett, 28(10): 2073-2076, doi: 10.1029/2000GL012311

Gong D Y, Ho C H. 2003. Arctic Oscillation signals in East Asian summer monsoon. J Geophys Res, 108(D2): 4066, doi: 10.1029/2002JD002193

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-471

Karl T R, Easterling D R. 1999a. Climate extremes: Selected review and future research directions. Climatic Change, 42(1): 309-325

Karl T R, Nicholls N, Ghazi A. 1999b. CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary. Climatic Change, 42(1): 309-325

Li J P, Wang J. 2003. A modified zonal index and its physical sense. Geophys Res Lett, 30(12): 1632, doi: 10.1029/2003GL017441

Li Z, Z W Yan. 2009. Homogenized daily mean/maximum/minimum temperature series for China from 1960-2008. Atmos Oceanic Sci Lett, 2(4): 237-243

Liu X H, Ding R Q. 2007. The relationship between the Spring Asian Atmospheric circulation and the previous winter Northern Hemisphere annular mode. Theor Appl Climatol, 88(1-2): 71-81

Lorenz E N. 1951. Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile. J Meteor, 8: 52-59

Merzlyakov E G, Murphy D J, Vincent R A, et al. 2009. Long-term tendencies in the MLT prevailing winds and tides over Antarctica as observed by radars at Molodezhnaya, Mawson and Davis. J Atmos Sol-Terr Phys, 71(1): 21-32

Nan S, Li J. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere Annular Mode. Geophys Res Lett, 30(24): 2266, doi: 10.1029/2003GL018381

Nan S, Li J, Yuan X, et al. 2009. Boreal spring Southern Hemisphere Annular Mode, Indian Ocean sea surface temperature, and East Asian summer monsoon. J Geophys Res, 114: D02103, doi: 10.1029/2008JD010045

Qian W H, Lin X. 2004. Regional trends in recent temperature indices in China. Climate Res, 27(2): 119-134

Robinson DA, Dewey K, Heim R Jr. 1993. Northern hemispheric snow cover: An update. Bull Amer Meteor Soc, 74: 1689-1696

Saito K, Cohen J. 2003. The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode. Geophys Res Lett, 30(6): 1302, doi: 10.1029/2002GL016341

Saito K, Yasunari T, Cohen J. 2004. Changes in the sub-decadal covariability between Northern Hemisphere snow cover and the general circulation of the atmosphere. Int J Climatol, 24: 33-44

Solomon S, Qin D, Manning M, et al. 2007. Technical Summary: Climate change 2007: The physical science basis IPCC working group I. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge. University Press, 40-43

Tebaldi C, Hayhoe K, Arblaster J M, et al. 2006. Going to the extremes. Climatic Change, 79(3): 185-211

Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic oscillation signa-

ture in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett, 25(9): 1297-1300, doi: 10.1029/98GL00950

Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation, Part II: Trends. J Climate, 13: 1018-1036

Thompson D W J. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. Science, 293(5527): 85-89

Wu Z W, Wang B, Li J P, et al. 2009a. An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO. J Geophys Res, 114(D18): D18120, doi: 10.1029/2009JD011733

Wu Z W, Li J, Wang B, et al. 2009b. Can the Southern Hemisphere annular mode affect China winter monsoon? J Geophys Res, 114: D11107, doi: 10.1029/2008JD011501

Wu Z W, Li J, Jiang Z, et al. 2012. Possible effects of the North Atlantic Oscillation on the strengthening relationship between the East Asian summer monsoon and ENSO. Int J Climatol, 32: 794-800, doi: 10.1002/joc2309

Zhai P M, Pan X H. 2003. Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China. Geophys Res Lett, 30(17): 1913, doi: 10.1029/2003Gl018004

Zhang X B, Hegerl G, Zwiers F W, et al. 2005. Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. J Climate, 18(11): 1641-1651

Zhang Y, Xu Y L, Dong W J, et al. 2006. A future climate scenario of regional changes in extreme climate events over China using the PRECIS climate model. Geophys Res Lett, 33(24): L24702, doi: 10.1029/2006GL027229