

韦玮, 王林, 陈权亮, 等. 2020. 我国前冬和后冬的划分及其气温的年际变异 [J]. 大气科学, 44(1): 122–137. WEI Wei, WANG Lin, CHEN Quanliang, et al. 2020. Definition of Early and Late Winter and Associated Interannual Variations of Surface Air Temperature in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(1): 122–137. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18238

我国前冬和后冬的划分及其气温的年际变异

韦玮¹ 王林² 陈权亮³ 刘毓赞² 李珍⁴

¹ 成都市气象局, 成都611130

² 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京100029

³ 成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室, 成都610225

⁴ 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, 北京100029

摘要 基于我国762站均一化逐日平均和逐日最低气温数据集, 对我国年最低气温的概率密度分布的分析表明, 我国年最低气温的概率密度呈现清晰的双峰分布特征。进一步考察其原因发现东亚冬季风盛行期间我国年最低气温的分布具有显著的地域性差异, 以冬季气候态气温的0°C为界大致可以分为两种气候区。综合不同气候区内年最低气温所在日期的概率密度分布的结果, 将11月16日至次年1月15日划分为前冬, 次年1月16日至3月15日划分为后冬。在此基础上, 通过依赖于季节的经验正交函数分解方法分析了近56年我国前冬和后冬气温在年际变异上的特征, 并进一步利用NCEP/NCAR全球日平均再分析资料通过合成分析的方法研究了其对应的大气定常波和瞬变波特征。结果表明: 年际变化时间尺度上, 我国前冬和后冬气温演变仍表现为前、后冬同相演变和反相演变这两个主要模态。同相演变模态环流异常的空间形态在前冬和后冬较为一致, 并随着前冬向后冬的推移其环流异常的强度在不断加强; 反相演变模态则对应了环流异常在前冬和后冬的相反变化, 且其环流异常的空间形态在前冬和后冬有较大不同。对大气波动特征的分析表明, 瞬变波的动力和热力的强迫作用以及定常波能量向下游的频散对北大西洋至欧亚大陆上定常波列的维持和发展具有重要作用。同相演变模态中, 北大西洋上的波列将能量从北美向欧洲地区传播, 加强了后冬欧洲地区的高压异常, 该中心在后冬向下游的能量频散显著增强, 形成了一个自欧洲经喀拉海以东至贝加尔湖附近的定常波列, 大气瞬变波所引起的动力和热力强迫对该波列位于欧洲和贝加尔湖地区的大气活动中心的维持和发展具有正的贡献。反相演变模态中前冬的波动特征与同相演变模态后冬基本一致, 而后冬则表现为从北大西洋中部向格陵兰岛传播, 并进一步向东经乌拉尔山附近传向青藏高原北部的波列, 风暴轴移动所引起的大气瞬变波的动力和热力强迫对该波列位于北大西洋地区南侧的中心有维持作用。

关键词 前冬 后冬 同相演变 反相演变 定常波 瞬变波

文章编号 1006-9895(2020)01-0122-16

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18238

Definition of Early and Late Winter and Associated Interannual Variations of Surface Air Temperature in China

WEI Wei¹, WANG Lin², CHEN Quanliang³, LIU Yuyun², and LI Zhen⁴

¹ Chengdu Meteorological Bureau, Chengdu 611130

收稿日期 2018-10-09; **网络预出版日期** 2019-04-13

作者简介 韦玮, 女, 1990年出生, 硕士、工程师, 主要从事东亚冬季风方面的研究。E-mail: weiwei_cawm@163.com

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

资助项目 国家重点研究发展计划项目2018YFC1506003, 国家自然科学基金项目41721004, 中国科学院前沿科学重点项目QYZDY-SSW-DQC024

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1506003), National Natural Science Foundation of China (Grant 41721004), Key Research Program of Frontier Sciences, Chinese Academy of Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC024)

2 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

4 Key Laboratory of Regional Climate-Environment in Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on daily mean air temperature (T_m) and daily minimum air temperature (T_{min}) data from 762 Chinese stations, analysis of the probability density distribution of annual minimum air temperature in China showed a clear bimodal distribution. It was found that there are significant regional differences in the distribution of annual minimum air temperature during the East Asian winter monsoon. Inspections of the spatial distribution of the frequency of annual minimum air temperature in the two peaks revealed significant regional differences, which were roughly divided into two climatic zones by the 0°C line of the long-term mean winter air temperature. By analyzing the date of annual minimum air temperature in the two climatic zones, the boreal winter was divided into an early winter that spans from November 16th to January 15th of the following year, and a late winter that spans from January 16th to March 15th. Following this definition, the interannual variations of early and late winter air temperatures in China were studied by season-reliant empirical orthogonal function (SEOF). Meanwhile, the associated atmospheric stationary and transient waves and their interactions were analyzed based on the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis data. It revealed that the first two SEOF modes of surface air temperature from early to late winter depicted the in-phase evolution and the out-of-phase evolution. The spatial morphology of the atmospheric circulation anomaly in early and late winter in the in-phase evolution mode is relatively consistent, and intensity of the circulation anomalies strengthens gradually from early to late winter. However, the atmospheric circulation anomaly in early and late winter in the out-of-phase evolution mode is quite different, as is their spatial morphology. Dynamic and thermal forcing effects of transient waves and the dispersion of the stationary waves play an important role in the maintenance and development of stationary waves from North Atlantic to Eurasia. Waves on the North Atlantic in the in-phase evolution mode spread energy from North America to Europe, which strengthens the European high. Energy dispersions of this center are significantly enhanced in late winter, which forms the wave from Europe to the east of the Kara Sea and further to Lake Baikal. Dynamic and thermal forcing effects caused by atmospheric transient waves make a positive contribution to the maintenance and development of the atmospheric centers of action in Europe and the Baikal area. Characteristics of atmospheric stationary and transient waves and their interactions in early winter in the out-of-phase evolution mode are similar to those in late winter in the in-phase evolution mode. However, the waves in late winter spread from the center of the North Atlantic to Greenland, and further eastward through the Ural region to the northern part of the Tibetan Plateau. Movement of the storm track can lead to abnormal activities of the transient waves, making a positive contribution to the maintenance of the atmospheric centers of action in the southern North Atlantic.

Keywords Early winter, Late winter, In-phase evolution, Out-of-phase evolution, Stationary waves, Transient waves

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；Wang and Lu, 2017）。因此，以往研究东亚冬季风异常对我国天气气候的影响时，常将近地面气温作为主要研究对象（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，

2014；陈文等，2013；刘舸等，2013a, 2013b；杨柳妮和武炳义，2013；Gong et al., 2014）。但这些研究通常都是针对冬季3个月平均（12月至次年2月）或延长期冬季5个月平均（11月至次年3月）来进行分析（丁一汇，1990；康丽华等，2006，2009；Wang et al., 2010；Huang et al., 2012）。然而一些研究和观测事实都表明，我国冬季气温具有明显的季节内变化特征（Hu et al., 2005；黄嘉佑和胡永云，2006；韦玮等，2014），特别是在研究年际变异和长期趋势时，前冬和后冬气温的变化可能存在

很大的差异（黄嘉佑和胡永云，2006；韦玮等，2014）。因此，为了更准确地认识我国冬季气温的变化特征，将前冬和后冬进行区分是非常必要的。

韦玮等（2014）基于对中国 160 站月平均气温的分析指出，在年际变化时间尺度上，我国前冬和后冬气温的变化表现为前、后冬一致变化的同相演变和前、后冬反相变化的反相演变这两种主要模态，且中高纬度地区大气遥相关型位相的持续或转换是造成不同演变模态的重要原因。在该研究中，由于所采用资料的时间尺度为月平均，因此前冬和后冬的划分只能在月分辨率上来进行；此外，该研究对前、后冬的划分是基于年际变化尺度上不同月份间的相关性来定义的，这一定义虽然在研究年际变化时具有合理性，但从前冬和后冬本身的定义来说是不够恰当的。因此，本文将利用具有日分辨率的站点资料对我国的前冬和后冬进行重新划分，并在此基础上研究前冬和后冬气温在年际变异上的特征及其联系。同时，考虑到我国冬季气温的变异往往与中高纬地区的准定常波列相联系（陈文和康丽华，2006；Bueh and Nakamura, 2007；陈文等，2008；Liu et al., 2014；Wang and Lu, 2017；Hu et al., 2018；黄荣辉等, 2018），我们还将进一步分析与上述气温变异相联系的大气准定常波的活动特征以及大气瞬变波对准定常波的反馈作用。

2 数据和方法

2.1 数据介绍

本文使用的站点气温数据来自中国 762 站均一化逐日平均和最低气温数据集（Li and Yan, 2009, 2010）。该数据集是在中国气象局提供的逐日站点数据基础上，通过均一化方法去掉了由台站迁移、仪器换型、周围环境变化等因素造成的气候观测序列的不均一性后整理得到（Li et al., 2016）。该资料的站点地理覆盖面较广，除青藏高原、我国西北地区站点分布略微稀疏外，其余地区都较为均匀（图 1）。资料覆盖的时间段为 1960 年 1 月 1 日至 2016 年 12 月 31 日，这一较高的时空分辨率数据可以为我国天气、气候变化的研究提供可靠依据。文中使用的大气环流数据为 NCEP/NCAR（美国国家环境预报中心和国家大气研究中心）发布的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的全球日平均再分析资料。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 1 日至今。考虑到站点温度资料与 NCEP/NCAR 再分析资料的时间覆盖情况，本文的研究时段为 1960/1961 至 2015/2016 年共 56 个冬季，其中约定 1960 冬季是指 1960/1961 年冬季。

2.2 方法介绍

本文所采用的统计方法主要包括依赖于季节的

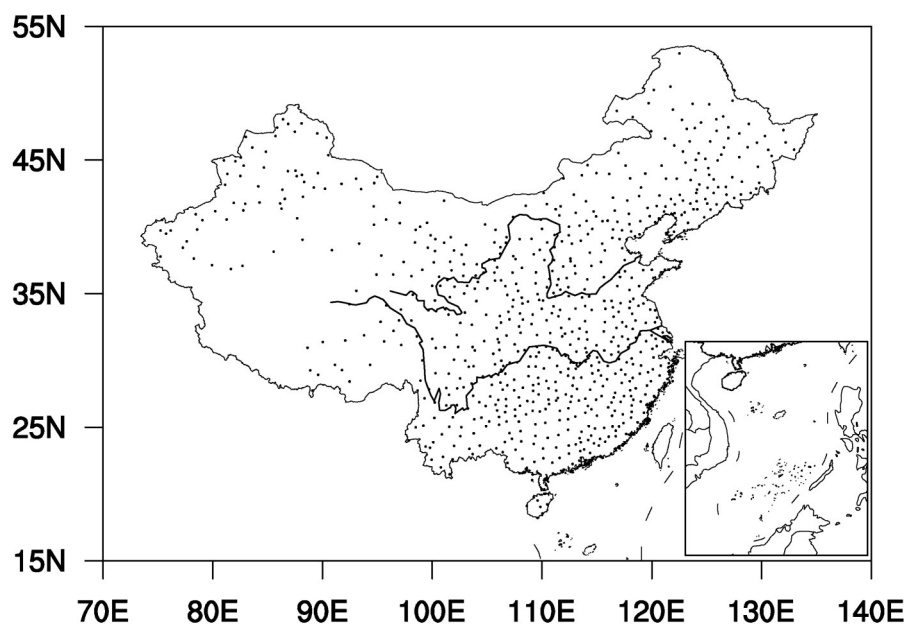


图 1 中国 762 台站的地理分布

Fig. 1 Geographical distribution of 762 stations in China

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。SEOF 分析是将随季节演变的变量场构造矩阵并进行经验正交函数分解, 从而在得到变量年际变化主导模态的空间型和时间序列的同时, 进一步得到主导模态随季节的演变 (Wang and An, 2005)。文中我们在采用 SEOF 分析的方法得到 SEOF 的空间模态及其对应的时间序列后, 采用合成分析的方法来考察与其相联系的大气环流异常和定常波、瞬变波活动特征, 并用双尾 t 检验来计算合成结果的显著性。

在考察与大气环流异常相联系的准静止罗斯贝波的传播时采用 Takaya and Nakamura (1997, 2001) 定义的波作用通量 (TN 通量) 来指示波动能量的频散特征。在 WKB (Wentzel-Kramers-Brillouin) 近似下, TN 通量与波动的位相无关, 方向与罗斯贝波局地群速度的方向一致。在对数压力坐标系下, TN 通量 (W) 的公式为

$$W = \frac{p}{2|V|} \left[\begin{array}{c} \bar{u}(v'^2 - \psi'v'_x) + \bar{v}(-u'v' + \psi'u'_x) \\ \bar{u}(-u'v' + \psi'u'_x) + \bar{v}(u'^2 + \psi'u'_y) \\ \frac{f_0 R_a}{N^2 H_0} [\bar{u}(v'T' - \psi'T'_x) + \bar{v}(-u'T' - \psi'T'_y)] \end{array} \right] \quad (1)$$

其中, ψ' 为准地转扰动流函数, $V = (\bar{u}, \bar{v})$ 为基本流场, $V' = (u', v')$ 为扰动地转风的水平分量, p 、 f_0 、 R_a 、 H_0 、 N 、 T' 分别表示气压除以 1000 hPa、45°N 的科氏参数、干气体常数、大气标高、Brunt-Väisälä 频率和扰动温度, 下标 x 和 y 分别表示对纬向和经向的偏导。在计算中, 基本态定义为 1960~2015 年的平均值, 异常场定义为各变量合成的异常值。

在考察对流层环流异常的形成原因时, 可以利用位势倾向方程来分析大气波动的反馈作用。不考虑外源情况下, 扰动形式的准地转位势倾向方程 (Song et al., 2016) 为

$$\left[\frac{g}{f} \nabla^2 + fg \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right) = D_{\text{heat}} + D_{\text{vort}}, \quad (2)$$

其中, Z 、 g 、 f 、 σ 分别代表位势高度、重力加速度、科氏参数、静力稳定度。在不考虑外源的情况下, 位势高度异常的变化可由波动的热力强迫 D_{heat} 和动力强迫 D_{vort} 效应共同作用引起 (Lau and Holopainen, 1984; 刘毓赞和王林, 2014; Song et al., 2016):

$$D_{\text{heat}} = f \partial \left[\nabla \cdot (\overline{V' \theta'}) / \bar{S} \right] / \partial p, \quad (3)$$

$$D_{\text{vort}} = -\nabla \cdot (\overline{V' \zeta'}), \quad (4)$$

对任意变量 A , \bar{A} 表示对时间的平均, A' 表示对时间的偏差。 θ 、 ζ' 、 \bar{S} 分别代表位温、扰动相对涡度和北半球平均的层结稳定度 ($-\partial \bar{\theta} / \partial p$)。将计算得到的热力强迫 D_{heat} 和动力强迫 D_{vort} 代入 (2) 式进行计算可得到各种波动反馈过程对位势高度倾向 ($\partial Z / \partial t$) 的贡献。在本文中, 我们仅考虑 2~10 d 的高频瞬变波 (Cai et al., 2007) 的作用。

3 前冬和后冬的划分

韦玮等 (2014) 在定义前、后冬时, 主要考虑了全国平均气温在年际变化尺度上不同月份间的相关性, 这从年际变化的角度来看是可行的。然而, 从气候学的角度来看, 将一年中最低气温发生前 (后) 的冬季定义为前 (后) 冬则更为合理。为此, 我们采用全国 762 站的逐日气温资料, 首先考察冬季风盛行期间年最低气温出现日期的概率密度分布, 然后以年最低气温出现概率最大的日期为界, 将该日期之前的冬季定义为前冬, 该日期之后的冬季定义为后冬。在做上述分析时, 我们同时考虑了日平均气温 (T_m) 和日最低气温 (T_{\min})。

在计算年最低气温出现日期的概率之前, 有必要对年最低气温自身的分布特征进行简要分析。以 T_m 为例, 我们首先从 762 站资料中抽取出 1960~2015 年每年 11 月 16 日至次年 3 月 15 日东亚冬季风盛行期间 (陈隆勋等, 1991; Chen et al., 2000) 的逐日 T_m 数据来计算每年每站的年最低 T_m 出现日期, 并记录下该日期的 T_m 值; 随后, 利用 R 软件 (集数据处理、统计分析和绘图功能为一体的开源软件) 中的核密度估计 (kernel density estimation) 方法 (Kosaka and Xie, 2013) 对这 42672 个年最低 T_m 的温度值计算概率密度分布, 并采用高斯平滑 (Gaussian smoother) 对概率密度分布进行平滑处理。图 2 给出了上述计算得到的全国年最低气温的概率密度分布, 由图可见, 无论是对于 T_m (图 2a) 还是 T_{\min} (图 2b), 我国年最低气温的概率密度都呈现出清晰的双峰分布特征。基于 T_m 的年最低气温概率的两个峰值分别为 -17.02°C 和 -1.06°C , 年最低气温的平均值为 -8.82°C (图 2a); 基于 T_{\min} 的结果与基于 T_m 的结果类似 (图 2b), 只是两个峰值

的数值更小一些, 分别为 -23.97°C 和 -3.49°C , 年最低气温的平均值为 -13.78°C 。

为了考察上述概率密度呈现双峰分布的原因, 我们分别以两个概率密度分布的峰值为中心选取一定区间范围, 统计各台站年最低气温分别位于两个峰值区间内的频次。对 T_m 而言, 以其两个峰值为中心所选的峰值区间分别为 $[-24, -10]^{\circ}\text{C}$ 和 $[-7, 5]^{\circ}\text{C}$; 对 T_{\min} 而言, 以其两个峰值为中心所选的峰值区间分别为 $[-34, -14]^{\circ}\text{C}$ 和 $[-10, 2]^{\circ}\text{C}$ 。图3给出了位于上述峰值区间内年最低气温出现频次的空间分布。由图可见, 无论对于 T_m 还是 T_{\min} , 处于其低温峰值区间内的台站主要位于我国的西北、东北、华北以及青藏高原地区 (图3a、c), 而处于其高温峰值区间内的台站主要位于我国的西南、华

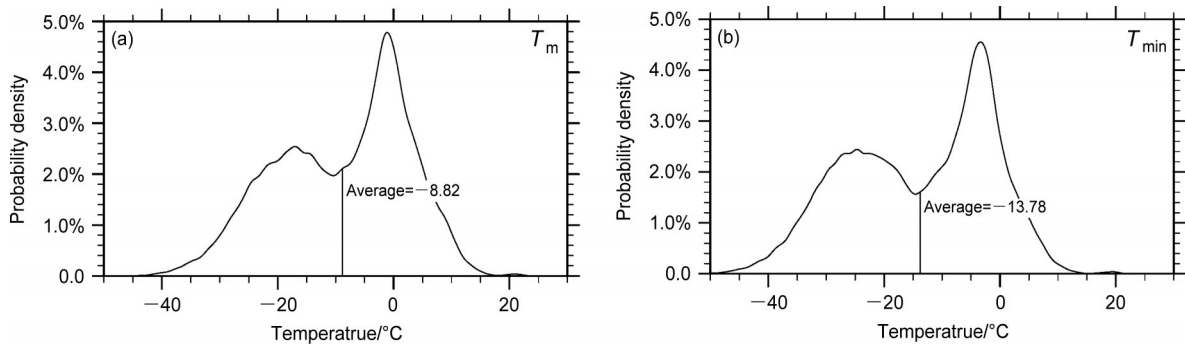


图2 基于1960/1961~2015/2016年中国762站 (a) T_m 、(b) T_{\min} 资料计算得到的全国年最低气温的概率密度分布

Fig. 2 Probability density distribution of the annual minimum air temperature based on (a) T_m (daily mean air temperature), (b) T_{\min} (daily minimum air temperature) from 762 stations in China for the period 1960/1961–2015/2016

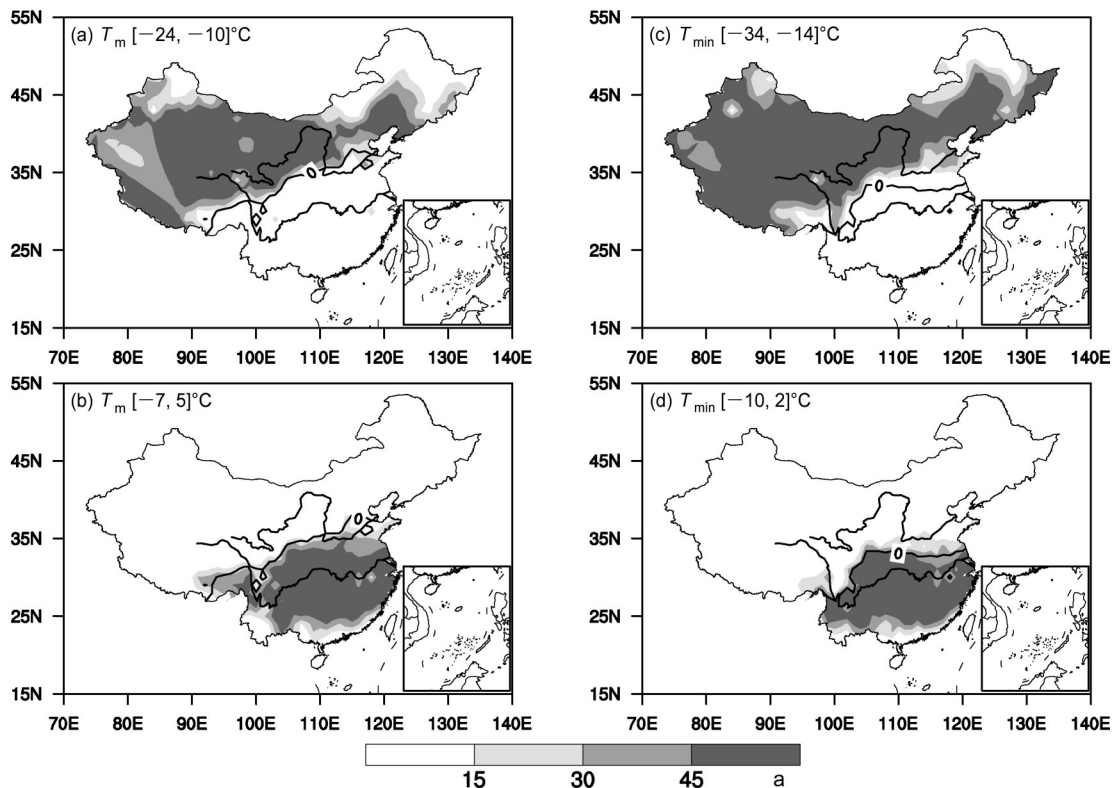


图3 1960/1961~2015/2016年各台站年最低温度位于 (a) $[-24, -10]$ 、(b) $[-7, 5]$ 、(c) $[-34, -14]$ 、(d) $[-10, 2]$ (单位: $^{\circ}\text{C}$) 峰值区间内频次的空间分布。图a、b为基于 T_m 的结果, 图c、d为基于 T_{\min} 的结果

Fig. 3 Spatial distribution of the frequency of annual minimum air temperature within the intervals of (a) $[-24, -10]$, (b) $[-7, 5]$, (c) $[-34, -14]$, (d) $[-10, 2]$ (units: $^{\circ}\text{C}$) for the period 1960/1961–2015/2016. Figs. a, b are based on T_m , Figs. c, d are based on T_{\min}

中、华东以及华南地区(图3b、d)。两个峰值区间内的站点具有显著的空间区分,并且基本以其自身所对应的冬季气温气候态的 0°C 为界(图3)。如果调整上述所取的峰值区间,只要保证两个区间不重合,所得结论基本没有变化(图略)。这一结果表明,在东亚冬季风盛行期间,我国年最低气温的分布具有显著的地域性差异,以冬季气候态气温的 0°C 为界大致可以分为两种气候区。

基于上述结果,我们针对全国所有台站(简称全国台站)、冬季平均气温低于 0°C 的台站(简称北方台站)、冬季平均气温高于 0°C 的台站(简称南方台站)这三种情况,分别拟合了它们年最低气温所在日期的概率密度分布(图4),以期在充分考虑我国南北气候差异的情况下,科学的划分前冬和后冬。当考虑 T_m 时,以上三个区域得到的概率

密度分布的峰值都基本位于一月份,但在一月份中又存在2~3个小的峰值(图4a)。对北方和全国总体而言,在1月15日左右达到年最低气温的台站数最多,而对南方而言,在1月29日达到年最低气温的台站数最多。平均来看,北方在1月10日达到年最低气温,南方在1月15日达到年最低气温,而全国则在1月13日达到年最低气温。当考虑 T_{\min} 时,以上三个区域的结果比较相近,北方和全国在1月15日达到年最低气温的台站数目最多,南方则提前至1月16日达到年最低气温的台站数目最多(图4b)。平均来看,北方、南方和全国都在1月14日达到年最低气温。综合以上 T_m 和 T_{\min} 的结果并考虑北方、南方和全国三种情形发现,1月15日能够在最大程度上代表不同区域和不同气温指标(T_m 或 T_{\min})达到年最低气温的日期。因此,我们以1月

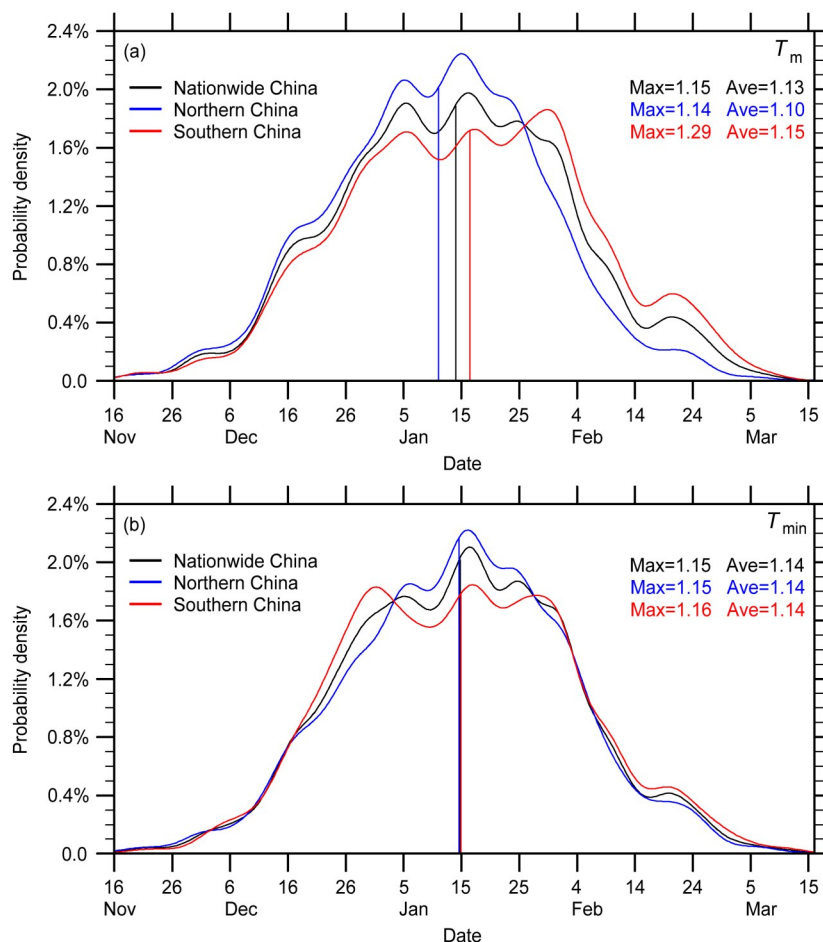


图4 基于1960/1961~2015/2016年中国762站 (a) T_m 、(b) T_{\min} 资料得到的全国所有台站(黑线)、北方台站(蓝线)、南方台站(红线)年最低气温所在日期的概率密度分布

Fig. 4 Probability density distribution of the date of annual minimum air temperature for all stations in China (black lines), stations in northern China (blue lines) and stations in southern China (red lines) based on (a) T_m , (b) T_{\min} from 762 Chinese stations for the period 1960/1961–2015/2016

15 日为界来划分前冬和后冬, 即: 将 11 月 16 日至次年 1 月 15 日划分为前冬, 而次年 1 月 16 日至 3 月 15 日划分为后冬。

4 前、后冬气温演变模态及其对应的大气环流特征

基于上一节对前冬和后冬的划分, 我们采用 SEOF (Wang and An, 2005) 方法对 T_m 进行分析,

从而得到前、后冬气温演变过程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。同时, 为使 SEOF 的空间模态图能表示温度场变化的实际量级, 我们用 SEOF 对应的标准化的时间序列回归到气温场来表示 SEOF 的空间型。由图 5 可见, SEOF 前两个模态可解释气温变化 60% 左右的方差。SEOF 第一模态 (SEOF1) 表现出气温从前冬到后冬的一致性同号异常 (图 5a、b), 第

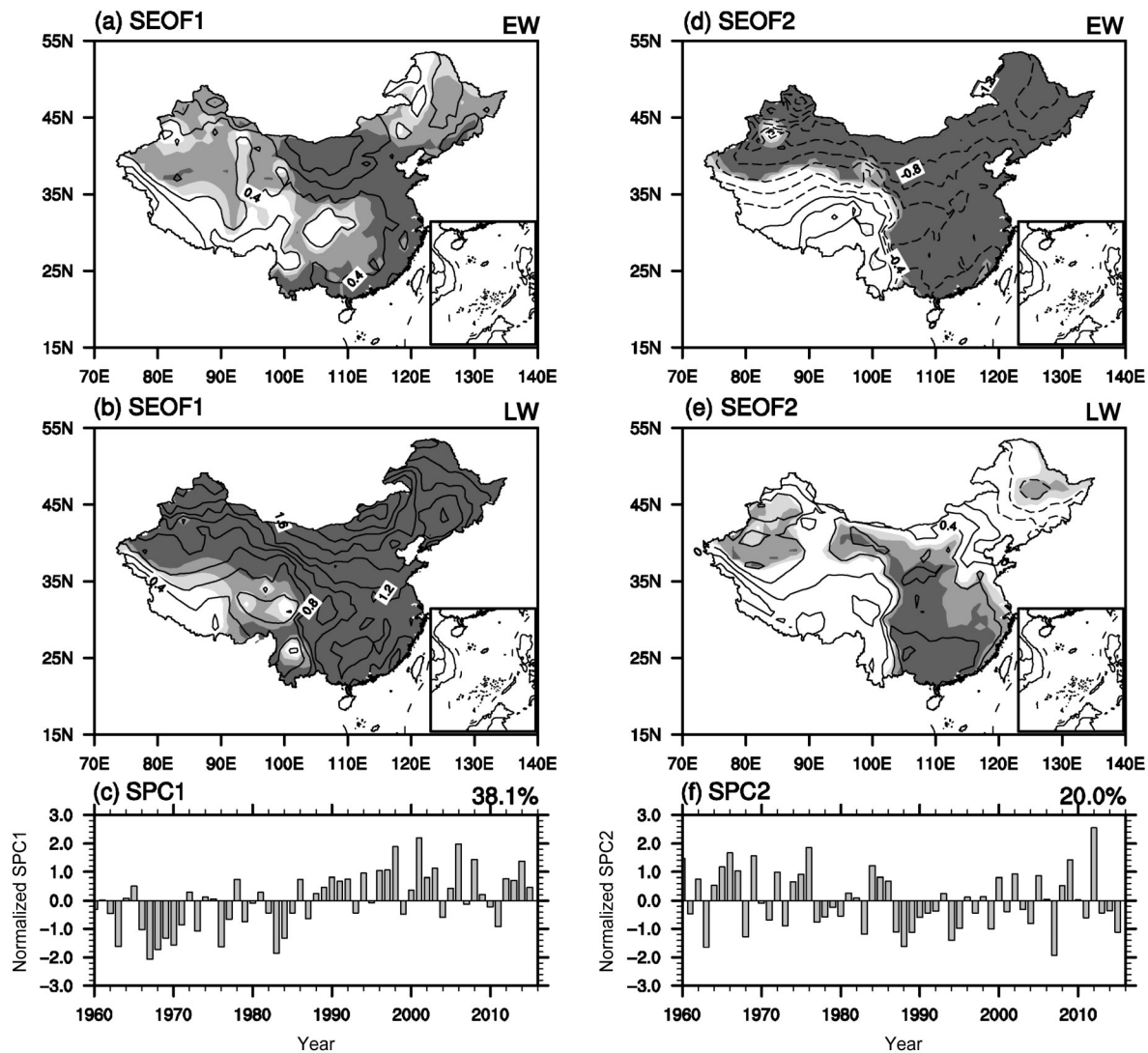


图5 1960/1961~2015/2016年我国前冬(EW)和后冬(LW)气温SEOF第一模态(左列): (a) 标准化的时间序列回归到前冬近地面气温场所得的空间分布; (b) 标准化的时间序列回归到后冬近地面气温场所得的空间分布; (c) 标准化的时间序列。(d-f) 同(a-c), 但为第二模态。实(虚)等值线表示正(负)值(间隔: 0.2°C); 从深到浅的阴影分别表示通过99%、95%和90%的信度水平, 下同

Fig. 5 The first SEOF (season-reliant empirical orthogonal function) mode (left column) of EW (early winter) and LW (late winter) surface air temperature in China for the period 1960/1961–2015/2016: (a) Regression map of surface air temperature in EW onto the normalized principal component of the first SEOF mode (SPC1); (b) regression map of surface air temperature in LW onto the normalized SPC1; (c) normalized SPC1 time series. (d–f) As in (a–c), but for the second SEOF mode. Solid (dashed) contours: positive (negative) values [CI (contour interval): 0.2°C]; dark–light shadings indicate the 99%, 95%, 90% confidence levels, respectively, the same below

二模态 (SEOF2) 表现出气温从前冬到后冬的反号变化 (图 5d、e), 这些结果与韦玮等 (2014) 基于 160 站月平均气温的结果基本一致。因此, 我们沿用此前的名称将 SEOF1 称为前、后冬气温的同相演变模态, 将 SEOF2 称为前、后冬气温的反相演变模态。

我们将采用合成的方法来揭示与上述两个模态相联系的大气环流异常, 分析之前所有数据和指数都去掉了长期趋势。以去趋势后 SEOF1 和 SEOF2 对应的标准化的时间序列 (DSPC1 和 DSPC2) 的正负 0.5 个标准差为标准选取典型年, 共得到 DSPC1 的 20 个正位相年和 17 个负位相年以及 DSPC2 的 19 个正位相年和 19 个负位相年 (表 1)。由依据 SPC1 合成得到的大气环流场异常 (图 6) 可见, 在同相演变的冬季, 当前、后冬气温一致偏暖时, 从前冬到后冬, 乌拉尔山脉附近海平面气压场的负异常范围逐渐增大、强度逐渐增强并东伸到西伯利亚 (图 6a、d), 表明西伯利亚高压减弱的特征从前冬到后冬逐渐明显。同时, 对流层中层欧洲地区和东亚地区的正位势高度异常以及喀拉海附近的负位势高度异常均逐渐增强且范围扩大, 并在后冬呈现出类似斯堪的纳维亚遥相关型 (Barnston and Livezey, 1987; Bueh and Nakamura, 2007; Liu et al., 2014) 负位相的特征 (图 6b、e)。在对流层上层, 东亚高空急流气候态所处的纬度表现为一致的东风异常, 且这一异常也随着从前冬向后冬的推移而加强 (图 6c、f)。一方面, 图 6 中大气环流异常的空间结构与韦玮等 (2014) 基于 160 站月平均气温所得的结果基本一致; 另一方面, 二者也存在一些明显的差异, 特别是图 6 中的大气环

流异常在从前冬向后冬的演变过程中表现出显著的加强, 这一特征在使用月平均数据时是无法体现的 (韦玮等, 2014)。事实上, 伴随着同相演变时大气环流异常从前冬向后冬的加强, 后冬的气温异常也强于前冬 (图 5a、b)。

由依据 SPC2 合成得到的大气环流场异常 (图 7) 可见, 在反相演变的冬季, 当前冬偏冷、后冬偏暖时, 海平面气压场在前冬呈现出以乌拉尔山为中心的显著正异常, 这一正异常可向东延伸至西伯利亚地区 (图 7a), 表明西伯利亚高压在前冬偏强; 后冬时该正异常则转为负异常, 且其中心从乌拉尔山附近南移至青藏高原西北部 (图 7d), 表明西伯利亚高压在后冬偏弱。对流层中层在前冬表现出斯堪的纳维亚遥相关型 (Barnston and Livezey, 1987; Bueh and Nakamura, 2007; Liu et al., 2014) 正位相的特征 (图 7b), 后冬的环流型与前冬明显不同, 在北大西洋上表现出类似北大西洋涛动 (Hurrell, 1995, 1996; 武炳义和黄荣辉, 1999; Seager et al., 2010; Li et al., 2013) 负位相的特征, 而在欧亚大陆上表现为西北—东南向的偶极子形态 (图 7e)。对流层上层的东亚高空急流在前冬有显著增强和北移 (图 7c), 后冬则无明显信号 (图 7f)。综上可见, 前、后冬气温的同相演变模态对应了东亚冬季风环流在前冬和后冬的一致性减弱或加强, 这种一致性减弱和加强的空间形态在前冬和后冬较为一致, 并随着前冬向后冬的推移其环流异常的强度在不断加强; 反相演变模态则对应了冬季风环流异常在前冬和后冬的相反变化, 且其环流异常的空间形态在前冬和后冬有较大不同。

表 1 中国前冬 (EW) 和后冬 (LW) 气温前两个 SEOF 模态标准化的时间序列去趋势后 (DSPC) ≥ 0.5 和 ≤ -0.5 的年份统计

Table 1 Years for $|\text{DSPC1}| \geq 0.5$ and $|\text{DSPC2}| \geq 0.5$, in which DSPC1 (DSPC2) is the detrended normalized SPC1 (SPC2) corresponding to the first (second) SEOF mode of surface air temperature from early to late winter in China

	DSPC1 ≥ 0.5 的年份		DSPC2 ≥ 0.5 的年份	
	DSPC1 ≥ 0.5	DSPC1 ≤ -0.5	DSPC2 ≥ 0.5	DSPC2 ≤ -0.5
年份	1960/1961/1964/1965/1972/1974/ 1978/1981/1986/1990/1991/1992/ 1994/1996/1997/1998/2001/2003/ 2006/2008	1963/1967/1968/1969/1970/ 1973/1976/1983/1984/1987/ 1993/1999/2004/2007/2009/ 2010/2011	1960/1962/1965/1966/1967/1969/ 1972/1974/1975/1976/1984/1985/ 1986/2000/2002/2005/2008/2009/ 2012	1961/1963/1968/1971/1973/1977/ 1978/1980/1983/1987/1988/1989/ 1990/1994/1995/1999/2004/2007/ 2015
合计	20	17	19	19

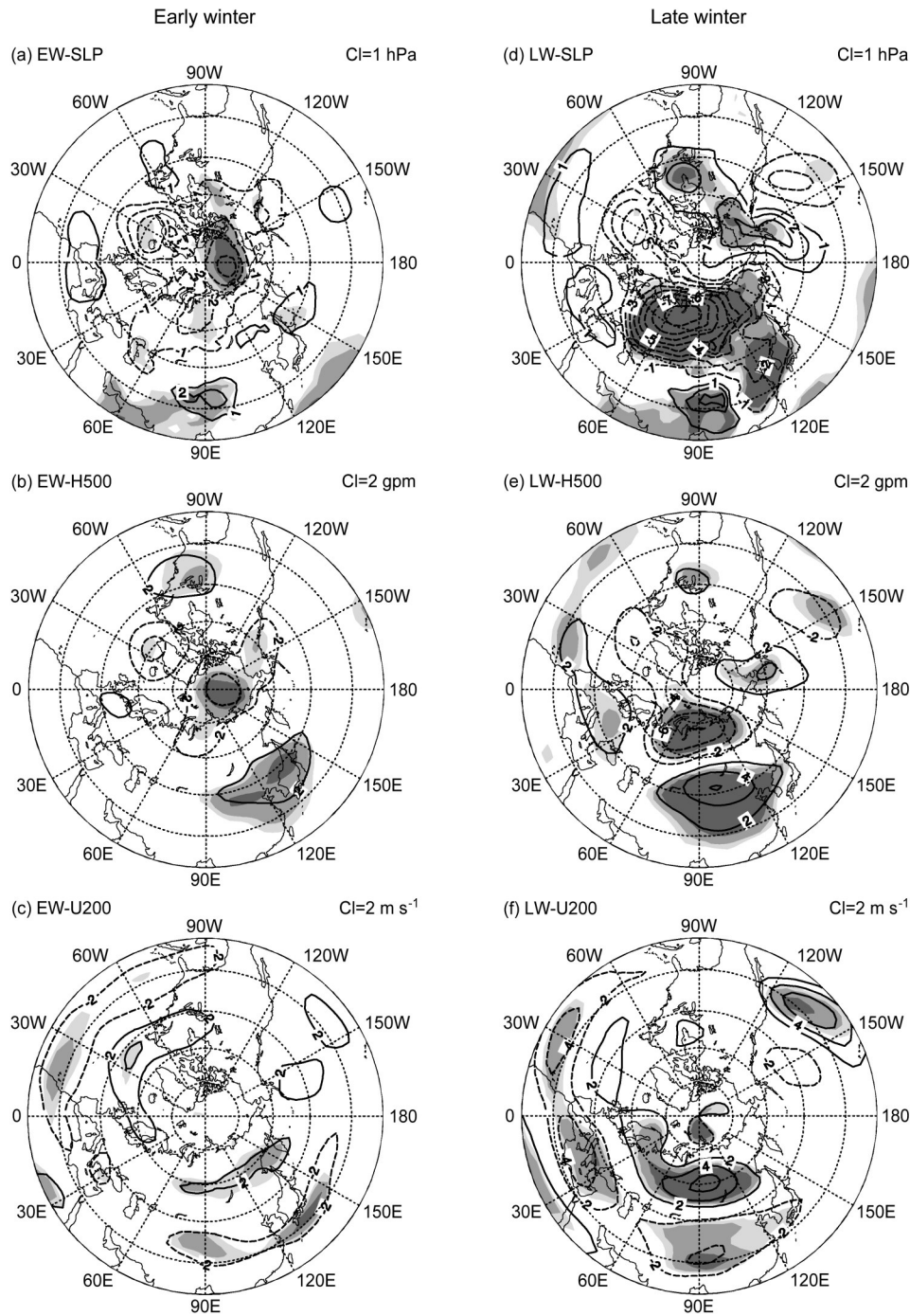


图6 我国前、后冬气温同相演变模态中典型正、负位相年的合成差值场：(a) 前冬海平面气压场（间隔：1 hPa）；(b) 前冬500 hPa位势高度场（间隔：2 gpm）；(c) 前冬200 hPa纬向风场（间隔：2 m s⁻¹）。(d-f) 同（a-c），但为后冬

Fig. 6 Composition differences of (a) sea level pressure (CI: 1 hPa) in EW, (b) 500-hPa geopotential height (CI: 2 gpm) in EW, (c) 200-hPa zonal wind (CI: 2 m s⁻¹) in EW between typical positive and negative phase years of the in-phase evolution mode of surface air temperature from early to late winter in China. (d-f) As in (a-c), but for LW

5 与两模态相联系的大气波动特征

5.1 定常波的传播特征

以往研究表明，东亚冬季气候的变异往往与中

高纬度地区的准定常波活动相联系（陈文和康丽华，2006；Buch and Nakamura, 2007；陈文等，2008；Liu et al., 2014；黄荣辉等，2018；Hu et al., 2018），第四节的结果也显示，与我国前、后冬气

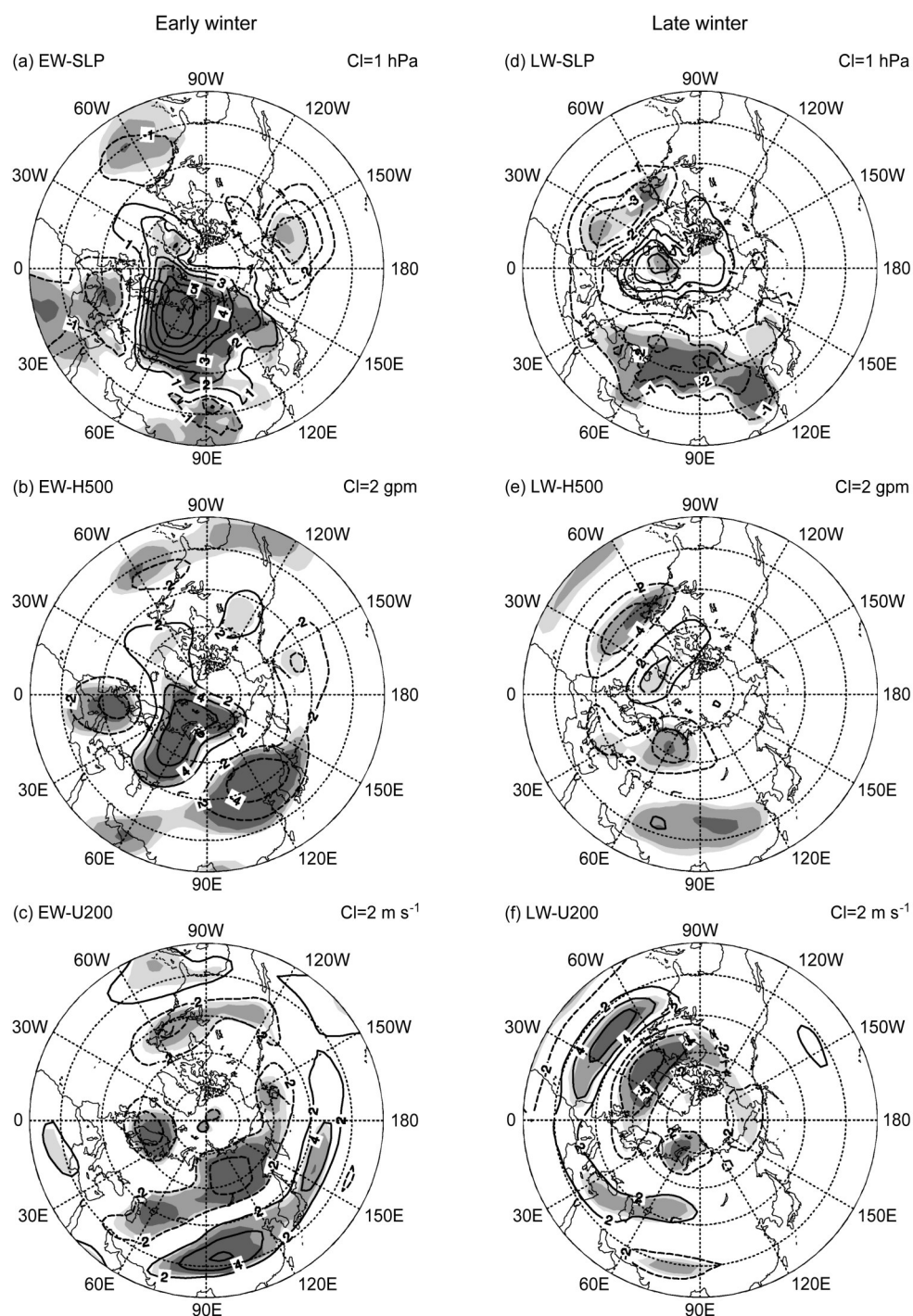


图7 同图6, 但为我国前、后冬气温反相演变模式对应的结果

Fig. 7 As in Fig.6, but for the out-of-phase evolution mode of surface air temperature from early to late winter

温演变模式相联系的大气环流在大西洋至欧亚大陆地区呈现出波列特征。为了清楚的描述这一特征, 我们选择对流层顶附近 (300 hPa) 这一波动振幅最大的高度, 给出两模式所对应的位势高度异常及其波作用通量 (Takaya and Nakamura, 1997, 2001)。

图 8a、d 是同相演变模式对应的 300 hPa 位势

高度异常及 TN 通量。当前、后冬一致偏暖时, 北大西洋地区的位势高度场异常在前冬和后冬均呈现出北低南高的结构, 这一结构存在三个大值中心, 分别位于北美东部的五大湖区、格陵兰岛南部以及欧洲中北部。TN 通量显示, 这三个大值中心构成了一支定常波列, 该波列从北美东部的中心向东北

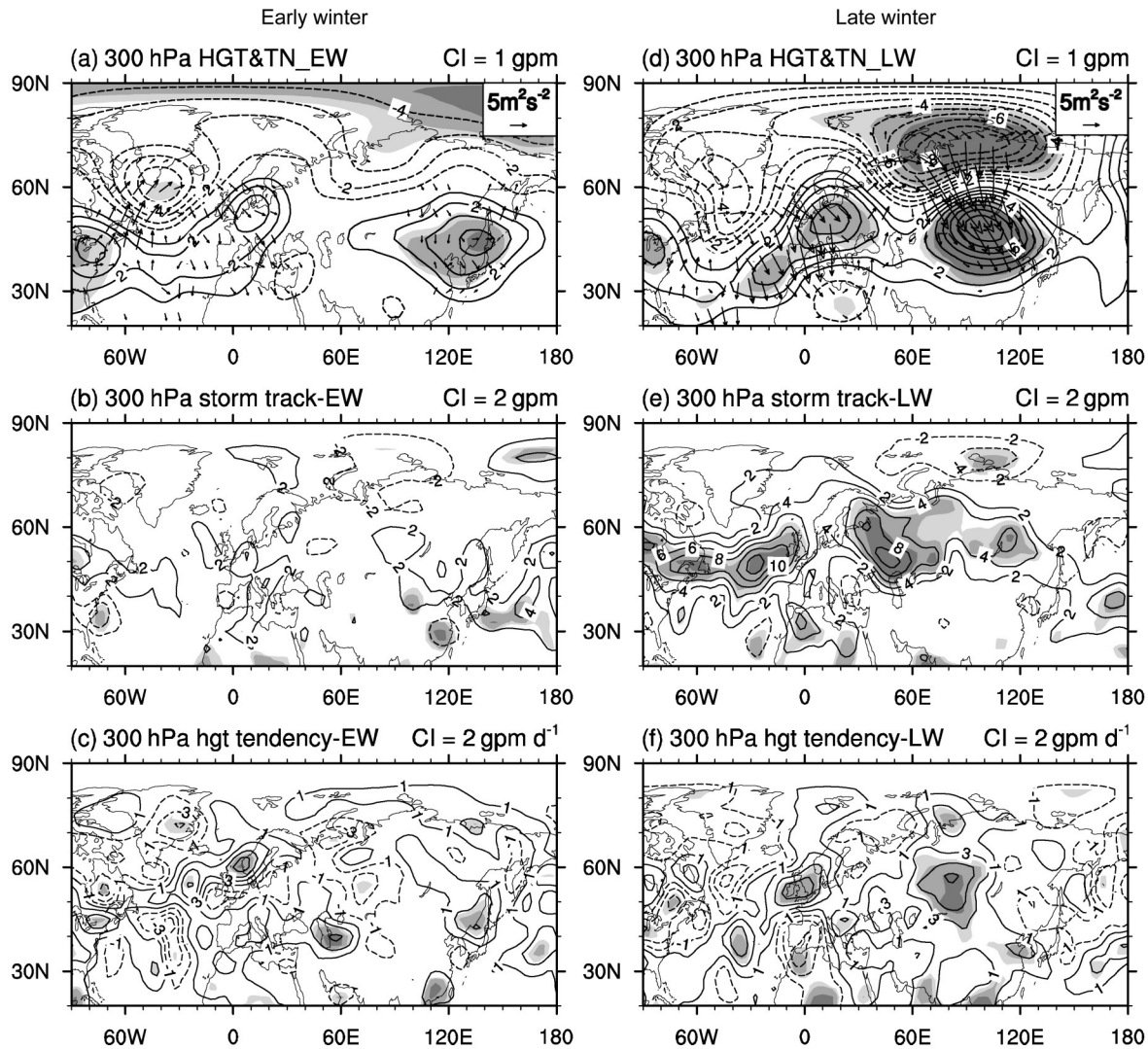


图8 我国前冬、后冬气温同相演变模式中典型正、负位相年的合成差值场：(a) 前冬300 hPa位势高度（间隔：1 gpm）及其相关的TN通量的水平分量（间隔： $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ）；(b) 前冬300 hPa风暴轴（间隔：2 gpm）；(c) 前冬由涡旋强迫和热力强迫导致的300 hPa位势高度倾向（间隔： 2 gpm d^{-1} ）。(d-f) 同（a-c），但为后冬

Fig. 8 Composition differences of (a) 300-hPa geopotential height (CI: 1 gpm) in EW and the related horizontal components of the wave activity fluxes (CI: $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) in EW, (b) 300-hPa storm track (CI: 2 gpm) in EW, (c) 300-hPa geopotential height tendency induced by vorticity forcing and heat forcing (CI: 2 gpm d^{-1}) in EW between typical positive and negative phase years of the in-phase evolution mode of surface air temperature from early to late winter in China. (d-f) As in (a-c), but for LW

传向格陵兰岛南部的中心，并进一步向东南传向欧洲北部的中心。总体来说，该波列在前冬较弱，后冬则显著增强。仔细对比三个大值中心的强度可见，北美东部和格陵兰岛南部的两个中心的强度在前冬较强、后冬减弱，但欧洲中北部中心的强度则是在前冬较弱、后冬加强。这表明伴随着前冬向后冬的转换，该定常波的能量不断从北美向欧洲地区传播，从而在后冬加强了欧洲地区的高压异常（图8d）。与此相伴随，前冬时由欧洲中北部的高压异常向下游的能量频散很弱，仅在东亚地区存在一个

自极地向日本海附近传播的较弱的波列（图8a），但后冬时欧洲中北部的高压异常向下游的能量频散显著加强，形成了一个自欧洲经喀拉海以东至贝加尔湖附近的定常波列（图8d）。综上，在从前冬向后冬同相演变的过程中，北美东部至东亚地区的大气定常波列的空间位相基本保持稳定，但波动能量有显著的向下游传播的特征，同时波动强度也随时间逐渐加强，这一特征在欧亚大陆上空尤其明显。

图9a、d是反相演变模式前冬偏冷、后冬偏暖时对应的300 hPa位势高度异常及TN通量。前冬

时, 自北美东部至欧亚大陆上的定常波与同相演变时后冬的定常波(图8d)空间形态非常相似, 只是位相相反, 表现为一个自北美东岸经格陵兰岛南部向欧洲传播的波列, 以及从欧洲经喀拉海附近向东亚传播的波列(图9a)。后冬时的波动结构与前冬有明显不同, 在北大西洋上表现为一个南北向的位势高度异常的偶极子, 波动能量从北大西洋中部向格陵兰岛传播, 并进一步向东经乌拉尔山附近传向青藏高原北部(图9d)。除了波动的空间结构外, 前冬和后冬中定常波振幅在空间上的分布也有较大的不同, 前冬时波动振幅在大西洋地区较弱, 而在欧亚大陆地区较大, 而后冬时波动振幅则在北大西洋和乌拉尔山地区较大, 在东亚地区较小(图9a、d)。

5.2 高频瞬变波活动及其对定常波的反馈

除定常波外, 大气中还存在不同频率的瞬变波(Hoskins and Pearce, 1983)。一方面, 定常波的异常会通过改变基本气流结构来调节瞬变波的活动, 另一方面, 瞬变波也会通过其对动量和热量的输送来反馈和强迫出定常波的异常, 这二者间的相互作用是大气环流维持和变异的重要机制(Hoskins and Pearce, 1983; Lau and Holopainen, 1984; Kaspi and Schneider, 2013)。在这其中, 高频瞬变波(又称风暴轴)的作用尤其受到关注(Lau and Holopainen, 1984; 任雪娟和张耀存, 2007; 任雪娟等, 2010; Zhang and Stone, 2010, 2011; Song et al., 2016; 张盛曦和任雪娟, 2017; Wang et al., 2019)。这里, 我们以2~10 d带通滤波的300 hPa位势高度

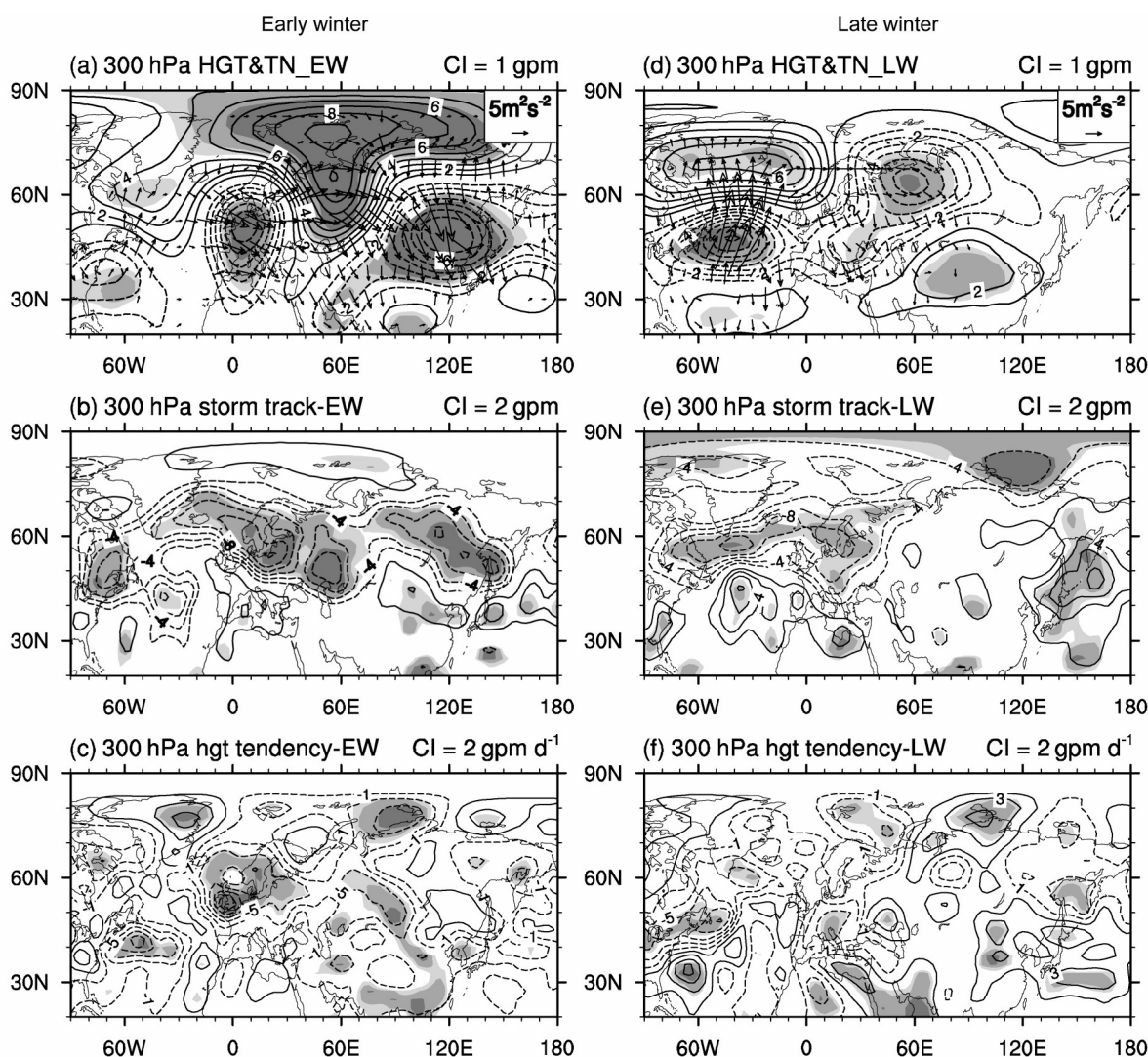


图9 同图8, 但为我国前冬、后冬气温反相演变模式对应的结果

Fig. 9 As in Fig.8, but for the out-of-phase evolution mode of surface air temperature from early to late winter

场标准差来代表风暴轴 (Liu et al., 2014), 考察与两种气温演变模态相联系的风暴轴活动异常及其对定常波的反馈作用。

在气温同相演变的冬季, 当前、后冬气温都异常偏暖时, 前冬的风暴轴异常非常弱, 空间上也较为凌乱 (图 8b), 此时风暴轴对定常波的反馈作用也较弱 (图 8c)。后冬时, 50°N 附近的北大西洋地区以及由东欧至西伯利亚地区有正的风暴轴活动异常 (图 8e), 表明这些区域的大气瞬变波活动加强。由于风暴轴会向北输送动量和热量通量, 因此在上述正的风暴轴活动异常区域南侧会引起反气旋性位势高度异常, 而在其北侧会引起气旋性位势高度异常 (Lau and Holopainen, 1984)。这一效应在北大西洋东部至欧洲北部地区以及贝加尔湖以西地区最为显著 (图 8f), 由风暴轴异常所强迫出的反气旋中心恰好与定常波列在欧洲和贝加尔湖附近的中心基本重合 (图 8d), 表明风暴轴活动对后冬定常波的维持和发展具有正的贡献。考虑到风暴轴的异常和反馈作用在前冬较弱、后冬较强 (图 8b、c、e、f) 以及定常波的振幅在后冬有较大的增加 (图 8a、d), 我们推测风暴轴活动异常在后冬的加强可能是引起定常波振幅在后冬增加的一个重要原因。

在气温反相演变的冬季, 当前冬偏冷、后冬偏暖时, 前冬的风暴轴异常与气温同相演变时后冬的风暴轴异常空间形态相似、符号相反 (图 8e、9b), 由风暴轴异常所强迫出的位势高度异常在大西洋、欧洲以及贝加尔湖以西地区也较为相似 (图 8f、9c), 特别是欧洲和北美东部的两个气旋性位势高度中心与定常波列的两个低压中心位置几乎重合 (图 9a、c), 表明风暴轴的反馈对定常波在北大西洋和欧洲地区的维持有重要作用。对于喀拉海和贝加尔湖附近的定常波活动中心而言, 它们的维持不能用风暴轴的强迫作用来解释 (图 9a、c), 从欧洲地区气旋性异常中心向下游地区的能量频散可能起到了重要的作用 (图 9a)。后冬时, 风暴轴异常在北大西洋上呈现出西南—东北走向的北负南正结构 (图 9e), 其零线大致位于气候态的北大西洋风暴轴附近 [如 Wang et al. (2019) 中图 10], 表明气候态的风暴轴位置南移。这会减弱风暴轴向北的动量和热量通量, 从而在 40°N 至 50°N 间北美沿岸的大西洋上空激发出气旋性异常中心 (图 9f), 该中心的位置与定常波在北大西洋上偶极子的南侧

中心基本重合 (图 9d), 表明风暴轴活动对该中心的维持具有正的贡献。除该中心外, 后冬定常波的其他中心基本不能用风暴轴活动的直接强迫作用来解释, 而定常波能量从大西洋地区向下游的频散可能起到了重要作用。

6 结论和讨论

基于我国 762 站均一化逐日平均 (T_m) 和逐日最低气温 (T_{min}) 数据集, 对我国年最低气温的概率密度分布的分析表明, 我国年最低气温的概率密度呈现清晰的双峰分布特征。进一步考察其原因发现东亚冬季风盛行期间我国年最低气温的分布具有显著的地域性差异, 以冬季气候态气温的 0°C 为界大致可以分为两种气候区。为了更加科学的划分前、后冬, 我们分别考察了不同气候区内最低气温所在日期的概率密度分布, 发现 1 月 15 日可以作为最具代表性的年最低气温出现概率最大的日期, 故我们以 1 月 15 日为界, 将 11 月 16 日至次年 1 月 15 日划分为前冬, 次年 1 月 16 日至 3 月 15 日划分为后冬。

基于以上划分, 我国前、后冬气温在年际变化的时间尺度上仍表现为气温从前冬到后冬呈现一致性同号异常的同相演变模态和气温从前冬到后冬呈现反号变化的反相演变模态。前、后冬气温同相演变模态对应的环流异常的空间形态在前冬和后冬较为一致, 只是随着前冬向后冬的推移其环流异常的强度在不断加强, 在后冬对流层中层表现出明显的类似斯堪的纳维亚遥相关型的特征。伴随着前冬到后冬的演变, 大气定常波能量向下游的传播亦显著增强, 北大西洋上自北美东岸经格陵兰岛南部向欧洲传播的波列不断将能量从北美向欧洲地区传播, 从而加强了后冬欧洲地区的高压异常, 该中心在后冬向下游能量频散的显著增强, 形成了一个自欧洲经喀拉海以东至贝加尔湖附近的定常波列。同时, 后冬 50°N 附近的北大西洋地区以及由东欧至西伯利亚地区大气瞬变波活动的热力和动力强迫作用对该波列欧洲和贝加尔湖地区的大气活动中心的维持和发展具有正的贡献。

前、后冬气温反相演变模态对应的环流异常的空间形态在前冬和后冬有较大的不同。其中, 前冬环流异常的空间形态和同向演变模态时后冬的情形基本一致, 位相相反; 大气定常波的频散以及瞬变

波对定常波的反馈也与同向演变模态时后冬的情形基本一致。反相演变模态后冬的环流异常与前冬明显不同, 其环流异常信号只局限于对流层中低层, 且在对流层中层表现为类似北大西洋涛动和欧亚大陆上西北—东南向的偶极子形态。后冬波动能量从北大西洋中部向格陵兰岛传播, 并进一步向东经乌拉尔山附近传向青藏高原北部。气候态的风暴轴位置移动造成的瞬变波活动异常对该波列北大西洋上位势高度偶极子南侧中心的维持具有正的贡献。这些结果表明, 瞬变波的动力和热力强迫作用以及定常波能量向下游的频散对北大西洋至欧亚大陆地区上述两模态所对应的定常波列的维持和发展具有重要作用。

此外, 同相演变模态前、后冬一致偏冷时, 环流异常的空间分布和大气定常波和瞬变波的活动特征与前、后冬一致偏暖时空间结构基本一致, 只是环流异常的符号相反。反相演变模态前冬偏暖、后冬偏冷时, 环流异常及定常波的传播、瞬变波的反馈作用也与前冬偏冷、后冬偏暖的情形非常相似, 只是前冬对流层中层斯堪的纳维亚遥相关型环流异常的特征有所减弱, 后冬北大西洋和欧亚大陆上两对位势高度偶极子形态从南北向转为东西向, 从北大西洋中部向欧洲西部传播, 经乌拉尔山附近传向贝加尔湖以南的地区的大气定常波其振幅相对减弱。由于上述原因, 同相演变模态前、后冬一致偏冷和反相演变模态前冬偏暖、后冬偏冷这两种情形我们未在正文中展开讨论。

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. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133(629): 2117–2131. doi:10.1002/qj.173
- Cai M, Yang S, Van Den Dool H M, et al. 2007. Dynamical implications of the orientation of atmospheric eddies: A local energetics perspective [J]. *Tellus A*, 59(1): 127–140. doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00213.x
- Chang C P, Lu M M, Wang B. 2011. The East Asian winter monsoon [M]//Chang C P, Ding Y H, Lau N C, et al. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. 2nd ed. Singapore: World Scientific, 99–109.
- 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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(5): 863–870. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.15
- 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 Qianguan, Luo Huibang. 1991. *East Asian Monsoon (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 362pp.
- 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): 48–60. doi:10.1007/s00376-000-0042-5
- 陈文, 顾雷, 魏科, 等. 2008. 东亚季风系统的动力过程和准定常行星波活动的研究进展 [J]. *大气科学*, 32(4): 950–966. Chen Wen, Gu Lei, Wei Ke, et al. 2008. Studies of the dynamic processes of East Asian monsoon system and the quasi-stationary planetary wave activities [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(4): 950–966. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.20
- 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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(2): 425–438. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12309
- 丁一汇. 1990. 东亚冬季风的统计研究 [J]. *热带气象*, 6(2): 119–128. Ding Yihui. 1990. A statistical study of winter monsoons in East Asia [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 6(2): 119–128. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.1990.02.003
- 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. doi:10.1029/2000GL012311
- 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. doi:10.1175/JCLI-D-13-00039.1
- Hoskins B J, Pearce R P. 1983. Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere [M]. London: Academic Press, 390pp.
- Hu K M, Huang G, Wu R G, et al. 2018. Structure and dynamics of a wave train along the wintertime Asian jet and its impact on East Asian climate [J]. *Climate Dyn.*, 51(11–12): 4123–4137. doi:10.1007/s00382-017-3674-1
- 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. doi:10.1175/JCLI3468.1
- 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 Meteor. Sinica (in Chinese)*, 64(5): 614–621. doi:10.11676/qxxb2006.060
- 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. doi:10.1007/

- s00376-012-2015-x
- 黄荣辉, 陈文, 魏科, 等. 2018. 平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的研究: 进展与问题 [J]. 大气科学, 42(3): 463–487.
- Huang Ronghui, Chen Wen, Wei Ke, et al. 2018. Atmospheric dynamics in the stratosphere and its interaction with tropospheric processes: Progress and problems [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(3): 463–487. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17250
- Hurrell J W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation [J]. Science, 269(5224): 676–679. doi:10.1126/science.269.5224.676
- Hurrell J W. 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature [J]. Geophys. Res. Lett., 23(6): 665–668. doi:10.1029/96GL00459
- 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. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2006.03.09
- 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. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2009.01.05
- Kaspi Y, Schneider T. 2013. The role of stationary eddies in shaping midlatitude storm tracks [J]. J. Atmos. Sci., 70(8): 2596–2613. doi:10.1175/JAS-D-12-082.1
- Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling [J]. Nature, 501(7467): 403–407. doi:10.1038/nature12534
- Lau N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies [J]. J. Atmos. Sci., 41(3): 313–328. doi:10.1175/1520-0469(1984)041<0313:TEFOTT>2.0.CO;2
- 李崇银. 1989. 中国东部地区的暖冬与厄尼诺 [J]. 科学通报, 34(4): 283–286.
- Li Chongyin. 1989. Warmer winter in eastern China and El Niño [J]. Chinese Science Bulletin, 34(21): 1801–1805.
- Li Z, Yan Z W. 2009. Homogenized daily mean/maximum/minimum temperature series for China from 1960–2008 [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2(4): 237–243. doi:10.1080/16742834.2009.11446802
- Li Z, Yan Z W. 2010. Application of multiple analysis of series for homogenization to Beijing daily temperature series (1960–2006) [J]. Adv. Atmos. Sci., 27(4): 777–787. doi:10.1007/s00376-009-9052-0
- Li J P, Sun C, Jin F F. 2013. NAO implicated as a predictor of Northern Hemisphere mean temperature multidecadal variability [J]. Geophys. Res. Lett., 40(20): 5497–5502. doi:10.1002/2013GL057877
- Li Z, Cao L J, Zhu Y N, et al. 2016. Comparison of two homogenized datasets of daily maximum/mean/minimum temperature in China during 1960–2013 [J]. J. Meteor. Res., 30(1): 53–66. doi:10.1007/s13351-016-5054-x
- 刘毓赞, 王林. 2014. 冬季斯堪的纳维亚遥相关型在 20 世纪 70 年代末的年代际变化 [J]. 气候与环境研究, 19(3): 371–382.
- Liu Yuyun, Wang Lin. 2014. Interdecadal changes of Scandinavian teleconnection pattern in the late 1970s [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19(3): 371–382. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13052
- 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. doi:10.11676/qxxb2013.025
- 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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(3): 755–764. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12054.
- Liu Y Y, Wang L, Zhou W, et al. 2014. Three Eurasian teleconnection patterns: Spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies [J]. Climate Dyn., 42(11–12): 2817–2839. doi:10.1007/s00382-014-2163-z
- 任雪娟, 张耀存. 2007. 冬季 200 hPa 西太平洋急流异常与海表加热和大气瞬变扰动的关系探讨 [J]. 气象学报, 65(4): 550–560.
- Ren Xuejuan, Zhang Yaocun. 2007. Association of winter western Pacific jet stream anomalies at 200 hPa with ocean surface heating and atmospheric transient eddies [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65(4): 550–560. doi:10.11676/qxxb2007.051
- 任雪娟, 杨修群, 周天军, 等. 2010. 冬季东亚副热带急流与温带急流的比较分析: 大尺度特征和瞬变扰动活动 [J]. 气象学报, 68(1): 1–11.
- Ren Xuejuan, Yang Xiuqun, Zhou Tianjun, et al. 2010. Diagnostic comparison of the East Asian subtropical jet and polar-front jet: Large-scale characteristics and transient eddy activities [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 68(1): 1–11. doi:10.11676/qxxb2010.001
- Seager R, Kushnir Y, Nakamura J, et al. 2010. Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10 [J]. Geophys. Res. Lett., 37(14): L14703. doi:10.1029/2010GL043830
- Song L, Wang L, Chen W, et al. 2016. Intraseasonal variation of the strength of the East Asian trough and its climatic impacts in boreal winter [J]. J. Climate, 29(7): 2557–2577. doi:10.1175/JCLI-D-14-00834.1
- Takaya K, Nakamura H. 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow [J]. Geophys. Res. Lett., 24(23): 2985–2988. doi:10.1029/97GL03094
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent

- wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58(6): 608–627. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2
- 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): L15710. doi:10.1029/2005GL022709
- 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. doi:10.1007/s00376-009-9094-3
- Wang L, Chen W. 2014. The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s [J]. *Chinese Science Bulletin*, 59(4): 430–436. doi:10.1007/s11434-013-0029-0
- Wang L, Lu M M. 2017. The East Asian winter monsoon [M]//Chang C P, Kuo H C, Lau N C, et al. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. 3rd ed. Singapore: World Scientific, 51–61. doi:10.1142/9789813200913_0005
- 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(6): 1495–1512. doi:10.1175/2009JCLI3243.1
- 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. doi:10.1175/2009JCLI2973.1
- Wang L, Liu Y Y, Zhang Y, et al. 2019. Time-varying structure of the wintertime Eurasian pattern: Role of the North Atlantic sea surface temperature and atmospheric mean flow [J]. *Climate Dyn.*, 52(3–4): 2467–2479. doi:10.1007/s00382-018-4261-9
- 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. 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. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13320
- 武炳义, 黄荣辉. 1999. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风 [J]. *大气科学*, 23(6): 641–651. Wu Bingyi, Huang Ronghui. 1999. Effects of the extremes in the North Atlantic Oscillation on East Asia winter monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23(6): 641–651. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1999.06.01
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29(19): 1897. doi:10.1029/2002GL015373
- 杨柳妮, 武炳义. 2013. 东亚冬季气温的年代际变化及其可能成因分析 [J]. *科学通报*, 58(26): 2728–2736. Yang Liuni, Wu Bingyi. 2013. Interdecadal variations of the East Asian winter surface air temperature and possible causes [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(32): 3969–3977
- Zhang Y, Stone P H. 2010. Baroclinic eddy equilibration under specified seasonal forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(8): 2632–2648. doi:10.1175/2010JAS3392.1
- Zhang Y, Stone P H. 2011. Baroclinic adjustment in an atmosphere–ocean thermally coupled model: The role of the boundary layer processes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68(11): 2710–2730. doi:10.1175/JAS-D-11-078.1
- 张盛曦, 任雪娟. 2017. 阿留申低压低频变化及其相关的瞬变动力学过程分析 [J]. *气象科学*, 37(1): 1–9. Zhang Shengxi, Ren Xuejuan. 2017. Low-frequency variability of the Aleutian Low and its related synoptic transient eddy dynamic process [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 37(1): 1–9.