

刘晨, 张杰, 徐玮平. 2020. 春季欧亚大陆积雪主模态及其与北大西洋海温的关系 [J]. 大气科学, 44(4): 792–807. LIU Chen, ZHANG Jie, XU Weiping. 2020. Main Modes of Spring Snow Depth in Eurasia and Their Relationship with the North Atlantic SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(4): 792–807. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1911.19140

春季欧亚大陆积雪主模态及其与北大西洋海温的关系

刘晨¹ 张杰¹ 徐玮平²

¹ 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

² 山东省气候中心, 济南 250031

摘 要 本文利用日本第二次全球大气再分析项目 (JRA-55) 提供的逐日积雪深度数据、欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 提供的全球再分析数据及 Hadley 海温数据分析了春季欧亚大陆积雪异常模态及其与北大西洋海温的遥相关关系, 并通过模式模拟分析验证。结果表明: 春季欧亚大陆雪深前两种模态差异显著, 分别表现为东、西区域同向变化及反向变化两种非对称形态。其中, 同期北大西洋“三极子型”海温模态与“马鞍型”海温模态分别与雪深第一、第二模态具有显著相关关系, 这两种海温模态下对应的北半球中高纬波动作用通量分别呈丝绸之路 (SRP) 型和欧亚波列 (EU) 型两种传播特征, 对中高纬西风气流的位置、强度产生了不同影响, 进而对欧亚雪深分布产生遥相关作用。通过局地多尺度能量涡度分析法 (Localized Multiscale Energy and Vorticity Analysis, 简称 MSE-VA) 表明, 北大西洋源区有自下向上的动能传输, 另外, 西风急流出口的平均动能转化增加, 使得高层动能累积并向外辐散, 从而对下游产生遥相关作用。通过 CAM5.1 模式模拟研究了北大西洋“三极子型”和“马鞍型”两种海温模态下的波作用通量传播特征, 结果较好地验证了来自北大西洋的波动作用通量传播呈“SRP”型和“EU”型两种特征, 对应的降雪分布表明两种模态下气候场要素的变化与对应雪深模态的分布特征一致。

关键词 春季欧亚积雪 北大西洋海温 三极子型 马鞍型 能量分析

文章编号 1006-9895(2020)04-0792-16

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1911.19140

Main Modes of Spring Snow Depth in Eurasia and Their Relationship with the North Atlantic SST

LIU Chen¹, ZHANG Jie¹, and XU Weiping²

¹ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² Shandong Climate Center, Jinan 250031

Abstract On the basis of the daily snow depth (SD) data provided by the Japanese 55-year Reanalysis project, the global reanalysis data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts and sea temperature data from Hadley Center (Hadley), this study analyzes the asymmetric modes of the spring SD anomaly in Eurasia and its

收稿日期 2019-04-10; **网络预出版日期** 2020-04-01

作者简介 刘晨, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事极端气候与气候模拟的研究。E-mail: 849464643@qq.com

通讯作者 张杰, E-mail: zhangj@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1507101, 国家自然科学基金重点项目 41975083

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1507101), Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant 41975083)

teleconnection with the North Atlantic sea surface temperature (SST). Results are verified by numerical simulation analysis. Significant differences are found between the first two spring SD modes over the Eurasian continent that are represented as two asymmetric forms in this study: the first mode features a zonal uniform distribution, and the second displays an obvious west-east contrast distribution. North Atlantic “tri-polar” and “saddle” SST modes have a significant correlation with the first and second SD modes, respectively. Corresponding to the two SST modes, the wave activity fluxes in the mid-high latitudes over the northern hemisphere are characterized by two kinds of propagation characteristics: Silk Road pattern (SRP) and Eurasian teleconnection pattern (EU), both of which have different effects on the position and intensity of the westerly air flow in middle-high latitudes, and thus exert different remote influences on the SD distribution in Eurasia. The localized multiscale energy and vorticity analysis shows that the kinetic energy (KE) of source region in the North Atlantic has a transform process from bottom to top. In addition, the average KE conversions enhance over the exit region of the westerly jet, benefiting high-level KE accumulation and outward divergence and creating remote effects on downstream areas. The CAM5.1 model simulation is used to study the effects of the two SST modes on the propagation characteristics of wave activity fluxes. Simulation results verify the observation results well. SST modes may be responsible for the SRP and EU propagation characteristics of wave activity fluxes. Meanwhile, changes in the climatic field elements of the two SST modes are consistent with the distribution characteristics of the corresponding SD modes.

Keywords Spring Eurasian snow depth, North Atlantic sea surface temperature, North Atlantic tri-pole, North Atlantic saddle, Energy analysis

1 引言

欧亚大陆的气候特征对于整个北半球气候变化具有重要影响, 春季大陆积雪是欧亚地区气候系统中的重要因子 (Barnett et al., 1988; Bamzai and Shukla, 1999; 谭言科等, 1999), 其通过增加地表反照率和积雪融化影响地面感热输送以及土壤湿度, 改变了对流层低层的热力因子和水汽含量 (Groisman et al., 1994a, 1994b; Clark et al., 1999; Cohen and Entekhabi, 1999; Clark and Serreze, 2000; Gong et al., 2002; Déry and Brown, 2007), 从而影响到北半球的能量传播和水汽循环, 对全球尺度的气候动力产生深远影响 (Barnett et al., 1988, 1989)。欧亚大陆春季积雪在 20 世纪 80 年代末发生了显著的年代际变化, 积雪变化转为减少趋势 (Zuo et al., 2012), 这不仅影响到中国夏季东部气候的年代际转型, 使得南方降水增多 (张人禾等, 2008), 也使得中国东南、西南地区春季降水反相变化特征在 80 年代末出现转型 (张人禾等, 2016)。考虑到积雪空间分布的变化会对大气变率产生不同效应, 因此春季欧亚大陆积雪的不同模态特征值得关注。

积雪的分布变化对地表温度、水汽输送及风场等气候要素十分敏感 (Iijima et al., 2007), 欧洲大陆雪深正异常与地表温度负异常、大尺度纬向风负

异常相对应 (Kim et al., 2013; Ye et al., 2015), 在中高纬度这些气候要素与大气环流的变化密切相关 (Trenberth, 1995)。大陆积雪变化对大尺度大气环流的响应十分显著, Clark et al. (1999) 提出欧亚上空 EU1 环流分布型对应大西洋上空脊, 乌拉尔山以东槽以及西伯利亚以东脊的异常强弱, EU1 型正位相期间, 乌拉尔山槽异常加强, 处于槽前的西亚地区受西南气流影响, 温度异常增强导致雪盖显著减少; 在与欧洲大陆毗邻的大西洋上空, 北大西洋振荡 (NAO) 是最重要的低频振荡之一, NAO 正位相时期, 冬季北大西洋急流增强北抬 (Pozo-Vázquez et al., 2001; 李天宇等, 2017), 由海洋到大陆的纬向热力传输和最大水汽输送带也加强北进, 引起欧洲冬季积雪异常减少 (Clark et al., 1999; Seager et al., 2010; Kim et al., 2013), 反之亦然; Hurrell (Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2013) 指出 NAO 正位相时期, 北大西洋上空冰岛低压与中纬度亚速尔高压同时增强, 中高纬度南北气压梯度增强, 导致欧洲北部和亚洲西北地区西南气流增强, 减弱了欧洲北部的极地爆发 (Van Loon and Rogers, 1978; Rogers and Van Loon, 1979), 使得温度异常升高, 不利于积雪的形成; 北极振荡 (AO) 与欧亚雪盖的变率也存在紧密联系, 一方面冬季 AO 负位相响应于前期秋季雪盖面积正异常, 同时它也会影响同期及次年春季欧亚大陆雪盖面积, 使得积雪

异常增多 (Bamzai, 2003; Matsuo and Heki, 2012)。

中纬度大气环流异常型是外强迫和大气内部动力强迫共同作用的最终平衡态 (任雪娟和张耀存, 2007), 其中海洋热状况异常是驱动大气异常的重要因素, 已有研究表明在中高纬度, 外强迫波源在传播过程中从基本气流吸收能量维持自身发展 (Hoskins and Karoly, 1981; Simmons et al., 1983), 由其激发的准定常波频散又会引起环流型的异常分布, Enomoto (2004) 指出西风急流增强有利于 Rossby 波的传播, 大气中不同尺度的异常振荡又会通过 Rossby 波扰动动能传播和对流运动强迫对其他区域产生影响 (杨琨和武炳义, 2009; Ye et al., 2019), 因此有必要从波动能量的角度探讨北大西洋海表温度异常对中高纬度大气环流的影响 (Zhang et al., 2017)。北半球波动能量的传播路径具有欧亚遥相关型 (EU) 和丝绸之路型 (SRP) 的波列特征 (Zhang et al., 2019), EU 及 SRP 的增强对中纬度大气环流异常具有关键的动力贡献 (Petoukhov et al., 2016), 使得波能可以沿波导由大西洋传播至欧亚大陆 (Branstator, 2002; Watanabe, 2004), 北大西洋南北海温经向差异通过影响阻高异常及西风环流从而对欧亚大陆气候产生遥相关影响 (Bai, 2001)。大气内部的能量转换过程也是维持大气遥相关的内动力学机制之一 (Chen et al., 2013): 一方面, 通过正压转换过程从基本气流获得能量; 另一方面其通过斜压转换过程从平均流获得有效位能。传统上用于诊断能量的方法多为线性, 很难反映具体的动力转化过程, 为了克服这一局限性, Liang and Anderson (2007) 提出了局地多尺度能量涡度分析法 (localized MultiScale Energy and Vorticity Analysis, 简称 MSEVA), 该方法不含任何假设 (完全非线性), 并且在理论上证明了其所得能量传输与经典地球流体不稳定性的精确对应关系。Lau 等指出能量分析法可以有效地定量研究大气中不同组分的相互作用 (Lau and Lau, 1992; Maloney and Hartmann, 2001; Maloney and Dickinson, 2003), 当能量在北大西洋加强, 大洋上空气旋 (反气旋) 扰动活动增强, 促进暖湿 (干冷) 的西南 (西北) 气流向欧亚大陆输送 (Clark et al., 1999; Clark and Serreze, 2000)。

目前对欧亚大陆春季积雪变化以及同期上游北大西洋对其的影响作用关注较少。本文将关注 1979~2015 年间春季欧亚积雪变化, 针对雪深分

布的两个非对称模态分别探讨其时间尺度及形成原因, 通过对同期欧亚大陆上游的大气环流进行分析, 考虑其与北大西洋海温分布的相关性, 本文通过进一步分析北大西洋海温模态的分布特征, 以海洋上空的波通量传播为桥梁, 从能量传播、转化方面探讨北大西洋海温模态与欧亚大陆春季雪深分布形态的对应关系。为了进一步认识理解, 本文还将利用模式试验验证不同海温模态下雪深的分布特征。

2 资料与方法

2.1 资料

已有研究表明国际上应用较为广泛的几种再分析资料对积雪的时空变化均具有一定的描述能力, 其中日本第二次全球大气再分析项目 (JRA-55) 再分析资料与观测事实最为接近 (许蓓等, 2015), 故本文采用 JRA-55 提供的逐日积雪深度数据, 水平分辨率为 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$, 时间为 1979~2015 年; 欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 提供的水平分辨率为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 的全球 1979~2015 年逐月再分析数据。海温资料采用英国哈德莱中心 (Hadley Center) 1871~2016 年逐月全球海温资料 (Rayner et al., 2003), 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ([https://climate.dataguide.ucar.edu/climate-data/sst-data-hadisst-v11\[2018-05-03\]](https://climate.dataguide.ucar.edu/climate-data/sst-data-hadisst-v11[2018-05-03]))。

2.2 研究方法

文章采用 EOF 经验正交展开分解、滑动平均、EEMD (集合经验模态分解) 等方法分析春季欧亚大陆雪深的时空分布特征。采用回归分析和相关分析的方法来研究欧亚雪深模态与大气环流、北大西洋海温的关系。另外采用 Takaya and Nakamura (1997) 定义的三维波作用通量描述准定常波的能量传播特征。

能量方面使用以多尺度子空间变换 (Multiscale Window Transform, 简称 MWT) 为基础建立的局地多尺度能量涡度分析法 (localized Multiscale Energy and Vorticity Analysis, 简称 MS-EVA) (Liang and Robinson, 2005; Liang and Anderson, 2007; Liang, 2016) 研究春季华北地区高空动能来源。MWT 通过泛函分析使得一个时间或空间序列正交分解成不同尺度的子空间, 在此分解过程中并能够保持物理过程的局地性特点 (卢慧超等, 2017)。

以下为根据 MS-EVA 方法推导出的动能方程

[具体推导过程详见 Liang (2016)]:

$$\frac{\partial K^w}{\partial t} = -\nabla \cdot Q_K^w - \nabla Q_P^w - b^w + \Gamma_K^w + F_K^w. \quad (1)$$

简写的动能收支方程

$$K_t = \text{BUOY} + \text{QK} + \text{QP} + R + T, \quad T = T_{01} + T_{21}, \quad (2)$$

其中, K_t ($K_t = \partial K / \partial t$) 表示动能的变化率; BUOY (BUOY = $-b$) 为浮力转换项, 表示有效位能向动能的转换; QK ($\text{QK} = -\nabla Q_k$) 表示动能不同尺度子空间的平流输送项之和; QP ($\text{QP} = -\nabla Q_p$) 表示由于气压梯度力做功导致动能增加项; R 表示摩擦耗散的动能; T ($T = \Gamma$) 代表能量在不同尺度之间的转换, 该转换已被广泛使用 (Lau and Lau, 1992; Maloney and Dickinson, 2003; Hsu et al., 2009), 其中 T_{01} 代表大尺度向季节平均尺度 (低频振荡) 的动能跨尺度传输, T_{21} 代表天气尺度向季节平均尺度 (高频扰动) 的动能跨尺度传输。而 T 中其余两项, 一个是量级较小的 $\Gamma_K^{2\oplus 0 \rightarrow 1}$, 另一个则是不包含跨尺度传输的 $\Gamma_K^{1 \rightarrow 1}$, 因此一般不做考虑。

2.3 数值模拟

本文使用美国国家大气研究中心 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 发布的地球系统模式 CESM1.0.3 中的大气模块 CAM5.1 设计北大西洋海温改变的理想试验, 探讨北大西洋海温模态对北半球波动能量传播的影响及对气候要素场的作用。

3 结果与讨论

3.1 春季雪深分布模态及其对应环流背景分析

欧亚大陆地域辽阔, 气候类型复杂多样, 气候要素的分布具有显著差异。在全球变暖的背景下, 春季大陆变暖, 积雪期缩短, 暖空气活跃, 用 4、5 月平均雪深代表春季雪深可能会模糊雪深区域随时间分布的不均匀性, 从而混淆雪深的变化特征。因此本文选取 3 月作为欧亚大陆初春积雪的代表时段, 以减少 4、5 月中纬度融雪加剧对研究结果产生的干扰。为了探讨欧亚大陆春季积雪深度的时空分布特征, 对 1979~2015 年欧亚地区 3 月份雪深异常进行经验正交函数分解 (EOF), 得到图 1 春季雪深变率的主要分布模态及其对应的时间系数, 前两个模态均通过 North 检验, 具有非对称分布的特征。图 1a 为欧亚大陆 3 月雪深 EOF 空间分布的第一模态, 方差贡献率为 25.3%, 其中欧洲大部分地区雪深为异常负值, 欧洲中部、北部地区, 俄罗斯鄂毕湾一带处于最大负值中心, 是欧亚雪深异常的大值变化区域, 总体上, 东、西纬向雪深异常主要表现为变化一致, 其对应的时间系数图 1b, 即 PC1 反映了在 1979~2015 年这 37 年中, 欧亚雪深存在明显的年代际变化, 其中在 20 世纪 90 年代以前, 时间系数基本表现为负值, 即在 90 年代前, 欧洲大部分地区, 俄罗斯靠近喀拉海一带的大陆雪深异常显著偏大; 90 年代以后, 时间系数基本呈

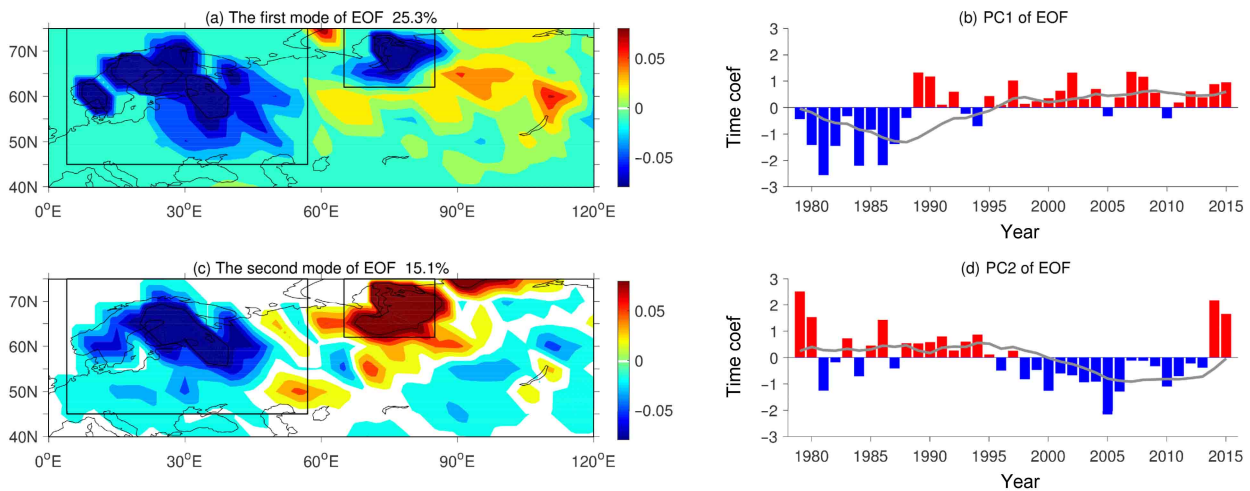


图1 欧亚大陆 3 月雪深 EOF (a、b) 第一、(c、d) 第二模态空间分布 (左列) 及其对应的标准化时间系数序列 (右列), 左列图框中区域为本研究关键区域, 右列灰色曲线为十年滑动平均

Fig. 1 (a, b) The first and (c, d) second EOF modes (left column) and its corresponding PCs (principal component time series; right column) of the snow depth (SD) anomaly over Eurasia for March. Rectangular boxes in (a, c) denote the domains we focus on, whereas, the gray curves (right panel) indicate 10-year running means

现正值, 欧洲中部、北部地区雪深异常偏小, 俄罗斯中南部异常增大, 但增幅较弱, 时间系数的十年滑动平均也表现在 90 年代中期由异常减小转为异常增加; 雪深第二模态表现的空间分布特征为: 以东经 60° 为界线, 雪深异常值呈东西反向的分布形态。其中 60°E 以西的欧洲大部分区域呈现雪深异常负值, 且北欧为异常变化大值中心, 而以东的俄罗斯地区雪深异常呈现正值, 北部地区处于正值中心, 第二模态的方差贡献率为 15.1%, 其对应的时间系数 (图 1d) PC2 主要体现了欧亚春季雪深的年代际变化, 其中 1995 年以前, 除个别年份以外, 时间系数为正, 表明研究区域内西边雪深异常减少, 东边雪深异常增多的形态特征, 这与 Krenke et al. (2001) 对西伯利亚地区积雪变化趋势的研究结

论一致, 而在 1995 年以后到 2013 年, 基本对应一致的负值, 雪深异常表现为欧洲西边的地区雪深异常增加, 东边的俄罗斯北部地区雪深异常较少的形态特征。结合前两个模态的空间分布特征, 我们重点关注欧洲中北部的区域 ($45^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{N}$, $4^{\circ}\sim 57^{\circ}\text{E}$), 以及俄罗斯北部鄂毕湾一带 ($62^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$), 如图 1a 和 c 中画框区域, 为方便表述, 后文中将其分别称为西部关键区及东部关键区。

图 2 是利用 EEMD 方法对 1979~2015 年 3 月欧亚大陆雪深序列进行分解得到的 4 个本征模态函数 IMF (Intrinsic Mode Function) 分量和趋势分量 (RES), 各 IMF 分量依次反映了雪深从高频到低频时间尺度的波动特征, 趋势项表现出雪深随时

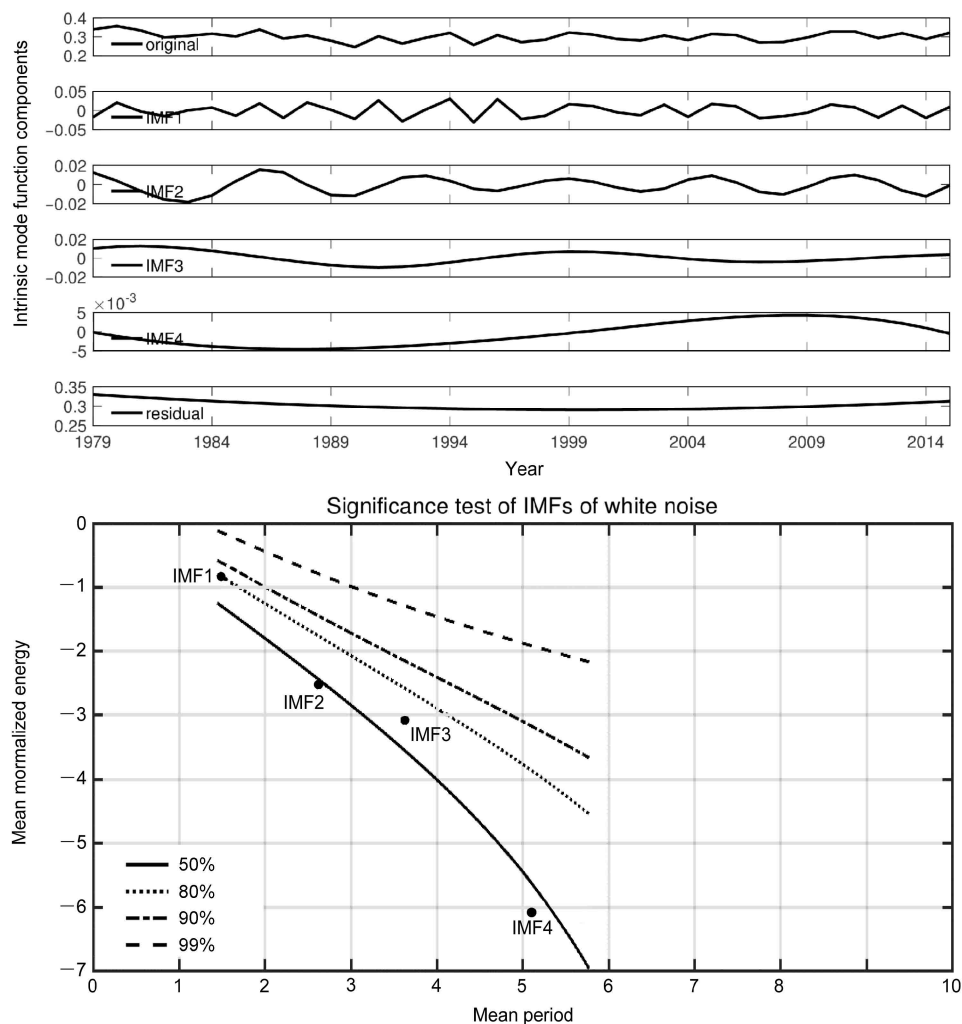


图 2 1979~2015 年欧亚大陆 3 月雪深序列各 IMF 分量及趋势项 (上) 以及各 IMF 分量的显著性检验 (下)

Fig. 2 IMF (Intrinsic Mode Function) components and trend items of Eurasia SD series (top) and significance tests of IMF components (bottom) in March from 1979 to 2015

间变化的整体演变趋势, 由图 2 各 IMF 分量的显著性检验及表 1 可知, IMF1 基本落在以白噪声能量谱为背景的 80% 置信线上, 说明 IMF1 分量最为显著, 即准 3 年周期性振荡所包含的具有实际物理意义的信息最多; IMF2、IMF3 均落在 50% 置信线之上, 表明准 6 年、准 18 年周期性振荡所包含的具有实际物理意义的信息也较多, IMF4 落在 50% 置信线之下, 表明准 24 年周期性振荡所包含的具有实际物理意义的信息较少。

结合图 2 和表 1 可知, IMF1 表示的准 3 年周期贡献率最大, 达到了 58.85%, 振荡信号极为明显, 在 20 世纪 80 年代中期以后和 90 年代雪深变化振幅明显高于其他时段; IMF2 表示的准 6 年周期方差贡献率约为 16.68%, 基本上反映了 20 世纪 80 年代、90 年代前期雪深振幅较其余时期偏大的事实; IMF3 分量表示的准 18 年周期方差贡献率为 6.04%, 其在 21 世纪初振幅相对较小; IMF4 分量表示的是雪深准 24 年的周期变化, 其方差贡献率为 1.27%, 在此时间尺度上, 研究区雪深在 1980-1995 年时段处于偏少状态; 趋势项分量的方差贡献率为 17.15%, 表明研究区雪深序列整体上

呈现出较弱的先减小后增多的趋势。

由上述可知, 近三十多年来欧亚雪深异常分布具有多尺度的变化特征, 在年际振荡和年代际振荡中, 年际振荡在欧亚大陆雪深变化中占据主导地位。为进一步探讨雪深年际、年代际振荡在整体变化中的作用, 采用本征模函数 IMF1-2、IMF3-4 和趋势项 RES 分别对雪深的年际、年代际变化进行构造。图 3a 显示的是年际和年代际雪深变化与雪深原始距平序列, 其中年际雪深由年际本征模函数 IMF1 和 IMF2 相加得到, 而年代际雪深则由年代际本征模函数 IMF3、IMF4 与趋势项相加得到。结果表明: 1979~2015 年间, 欧亚大陆雪深在年际尺度上整体呈现出增加与减少相间的特征, 在年代际尺度上整体表现为先减小后增加之后变化较为平稳的变化趋势, 研究区雪深在 1995 年由负相位转向正相位, 表明雪深变化发生了较明显地转换, 90 年代显著的年代际变化特征可能与北大西洋年代际振荡的位相转化有关 (Han et al., 2018)。在 21 世纪初期雪深变化比较微弱。

将西部关键区与东部关键区的雪深序列与欧亚雪深的两个主模态对应的时间系数 PC1、PC2 进行相关性分析, 同时将整个欧亚大陆的雪深序列与 PC1、PC2 进行相关性分析, 表 2 结果表明: 东、西两个区域的雪深变化与 PC1 均具有显著的负相关关系, 整个欧亚雪深变化与 PC1 也表现出显著的正相关性, 反映出第一模态对应的欧亚大陆雪深空间分布东、西一致性的特征, PC2 与东、西两个关键区雪深序列均具有显著相关性, 但 PC2 与东部雪深变化为正相关, 而与西部雪深变化为负相关,

表 1 欧亚大陆 3 月雪深序列各分量的方差贡献率

Table 1 Variance contribution rate of each component of Eurasia SD series in March

IMF 分量	IMF1	IMF2	IMF3	IMF4	RES
周期	3 a	6 a	18.5 a	24 a	
贡献率	58.85%	16.68%	6.04%	1.27%	17.15%

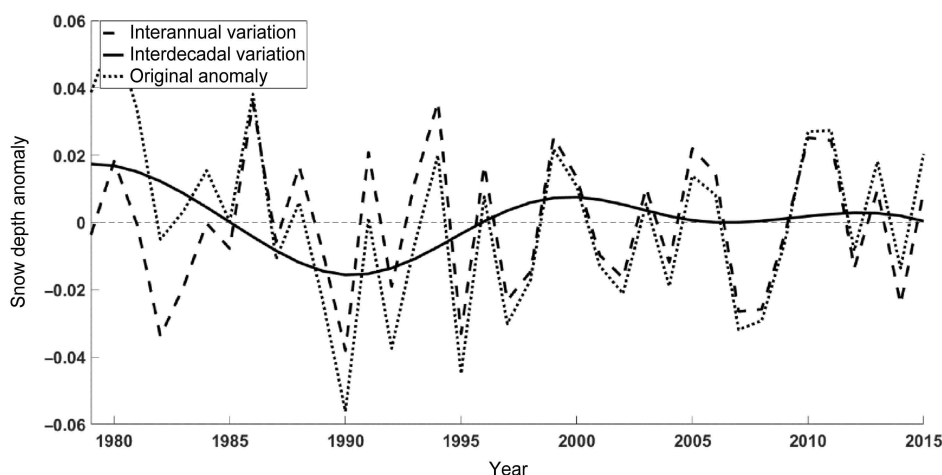


图 3 基于 EEMD 分解的欧亚大陆 3 月雪深序列年际与年代际变化

Fig. 3 Inter-annual and -decadal variations of March snow depth anomaly series in Eurasia based on EEMD decomposition

表 2 关键区雪深序列与欧亚雪深的两个主模态对应时间系数 PC1、PC2 的相关

Table 2 The correlation between the snow depth sequence in the key area and the corresponding time coefficients PC1 and PC2 of the two main modes of Eurasian snow depth

	与关键区雪深序列的相关系数	
	PC1	PC2
西部区域	-0.7743	-0.8152
东部区域	-0.5031	0.7714
整个欧洲	-0.6873	0.0453

注: 加粗字体表示通过显著性检验

此时 PC2 与整个欧亚雪深的相关性明显减弱, 这表现出 PC2 对应的雪深模态具有东、西反向的变化特征。

积雪的形成与水汽、地表温度的变化密切相关, 而大尺度的环流背景是这些气候要素分布的驱动因素。为进一步探究图 1 中两种雪深模态下的特征成因, 图 4 利用雪深第一、第二模态对应的时间系数对 500 hPa 位势高度的距平场进行回归, 图 4a 得到的回归系数显示, 整个大西洋到欧洲大陆西部的回归高度场基本呈现由南向北负、正、负的三极子分布形态, 极区到欧洲北部的高纬度地区表现为高度场负异常, 呈东西带状分布, 在中纬度地区表现

为正异常, 三个高度异常正值中心分别位于大西洋以西、欧洲南部沿海一带、贝加尔湖到蒙古地区。中高纬北大西洋上空正、负异常环流场之间的西风异常增强, 海洋上的气流由北大西洋向欧洲大陆北部输送, 雪深西部关键区域的温度增加, 同时西部关键区的降水增加, 积雪深度表现为负异常。图 4b 中高度异常场在大西洋地区表现为显著的南北向负、正、负三极子形态。高纬度的负异常高度场与中纬度的正异常高度场的环流差异相较图 4a 中更强, 格陵兰岛上空的负异常高度场与欧洲北部的正异常高度场有利于欧洲西海岸的西风带东进北跳, 将大西洋的暖湿气流向欧洲大陆输送, 相应地, 对流层低层温度升高, 欧洲西北部积雪减少, 这与正 NAO 指数年对应欧洲雪盖减少的结论一致 (Clark et al., 1999; Henderson and Leathers, 2010)。而欧亚大陆上, 高度异常场在东西方向上呈现正、负、正的分布形态, 其中东部关键区 (图 1c) 处于两异常高度场间的偏北气流之下, 使得自极区向南侵入的冷空气异常增强, 俄罗斯北部温度减小, 为积雪的形成创造了有利条件。200 hPa 高度场异常与 500 hPa 相似 (图略), 表明上游的环流异常具有正压的垂直结构, 环流的形态分布与雪深增量的特征分布存在较好的对应关系。影响大气环流异

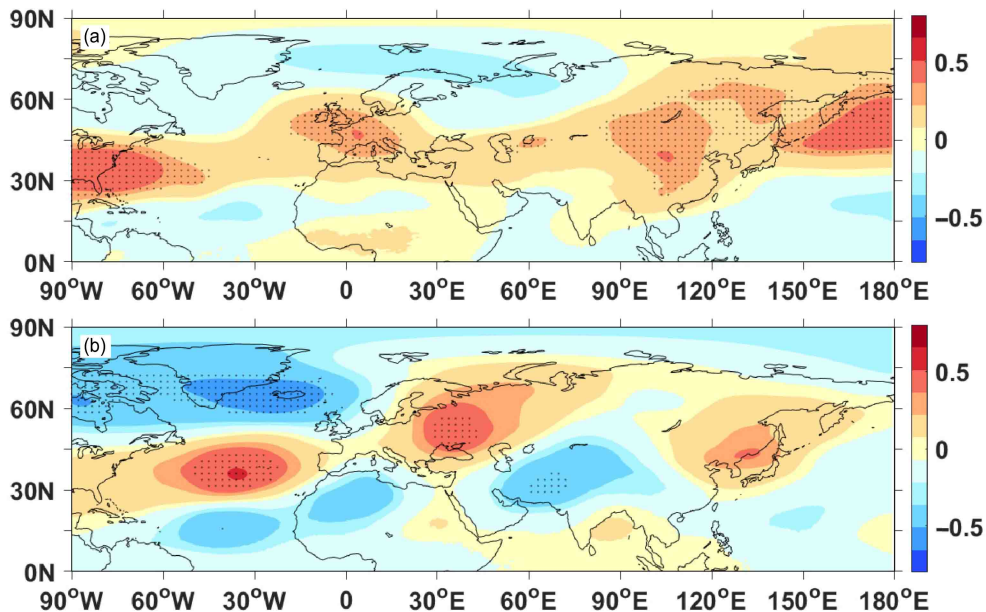


图 4 3 月积雪深度 (a) PC1 和 (b) PC2 对 500 hPa 位势高度距平场 (单位: gpm) 进行回归得到的回归系数, 打点区域表示通过 95% 的显著性检验

Fig. 4 Regression coefficients of geopotential height anomaly field (units: gpm) at 500 hPa against the standardized (a) PC1 and (b) PC2 of the first and second EOF modes for March snow depth (stippling denotes significance at the 0.05 level)

常的气候因子需要进一步探讨, 许多研究表明大气环流和海温的异常分布具有相互关联, 中高纬海区的海温异常会对大气环流产生明显影响 (Chervin et al., 1980; Hsiung, 1985)。

3.2 两种雪深模态环流异常的关键强迫源

3.2.1 北半球中高纬度波通量分布及传播特征

为了探究春季积雪深度变化对应的西风气流在中高纬度的传播特征及其强迫源, 利用春季雪深异常前两个模态对应的时间序列分别对波作用通量矢量 (Takaya and Nakamura, 1997, 2001) 的水平分量进行回归分析, 图 5 给出了由雪深 PC1、PC2 回归得到的 300 hPa 水平波动作用通量 (TNF) 及其散度 (Div) 分布图。3 月雪深 PC1 回归得到的 TNF 异常分布场中 (图 5a), $45^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ TNF 传播路径较为平直, 传播方向自西向东近乎与 EU 波列一致, 其中在大西洋上, 格陵兰岛以南表现为弱辐散, 是中高纬度 TNF 的强迫源, TNF 由此随西风气流向东传播, 在欧洲西海岸 45°N 附近分别向北、向南辐散, 向北一支较为连续, 沿 EU 波列经欧洲北部传播至鄂毕湾一带的大陆地区, 于贝加尔湖北部向南传播, 进而影响到我国华北地区, 雪深 PC1 回归得到的西风气流与气候态相比差异较小; 雪深 PC2 回归得到的 TNF 分布场 (图 5b) 中, 北大西洋 40°N 南侧及北侧各有一显著的波能量源地,

能量由两辐散中心向南、北两个方向传播, 在中高纬、中低纬形成两支波作用通量传播带, 其中向北一支与欧洲以西的高纬度辐散能量汇合后, 继续向东南传播, 于欧洲北部辐和, 同时由极地向南的 TNF 也在乌拉尔山以西汇集, 并进一步南下影响到鄂毕湾附近的大陆; 而向南一支传播路径更为连续, 与 SRP 波列的分布特征较为相似, 在里海以南存在一个显著能量辐散区, 与从中纬度南下的 TNF 共同向东传播, 影响到我国东部地区。在北大西洋上, 雪深 PC2 回归得到的西风气流较气候态明显东进北跳, 与前文分析中高度场 (图 5b 中) 的特征一致, 使得洋面上的暖湿空气输送至欧洲北部, 而欧亚大陆中部雪深 PC2 回归得到的西风气流较 37 年平均态明显南压, 结合高度场 (图 5b) 分析, 可能是受到异常东北风的影响。

3.2.2 北大西洋春季海温分布与欧亚积雪的关系

为了探讨波源区北大西洋对积雪两种非对称模态的影响, 通过雪深异常时间序列对海表面温度 (SST) 的距平进行回归, 可以发现, 两种模态下海温场中南北温差导致北大西洋春季西风带增强, 与环流场中形态特征相一致。图 6a 显示, 雪深 PC1 对应的北大西洋海温异常场在中高纬大致表现为“+”、“-”、“+”的形态特征, 在 45°N 附近, 南部北大西洋海温异常增大, 北部海温异常

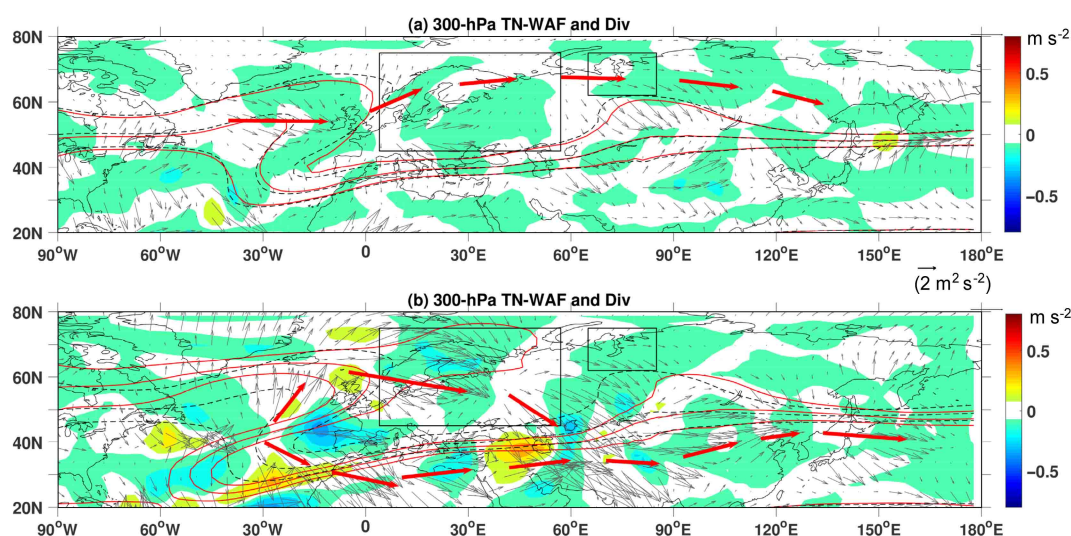


图 5 3 月积雪深度 (a) PC1 和 (b) PC2 回归得到的 300 hPa 波作用矢量 (箭头, 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) 与波通量散度 (阴影, 单位: m s^{-2}) 分布, 红色实线表示回归得到的西风急流 (从北到南分别为 15、20、25 m s^{-1}), 框中区域为本研究的雪深关键区域

Fig. 5 Regression of wave activity fluxes (vectors, units: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) and their divergence (shadow, units: m s^{-2}) at 300 hPa against the standardized (a) PC1 and (b) PC2 of the first and second EOF modes for March snow depth. The solid red lines represent the regression of the westerly jet (15, 20, 25 m s^{-1} from north to south) against PC1 and PC2, rectangular boxes denote the SD domains we focus on

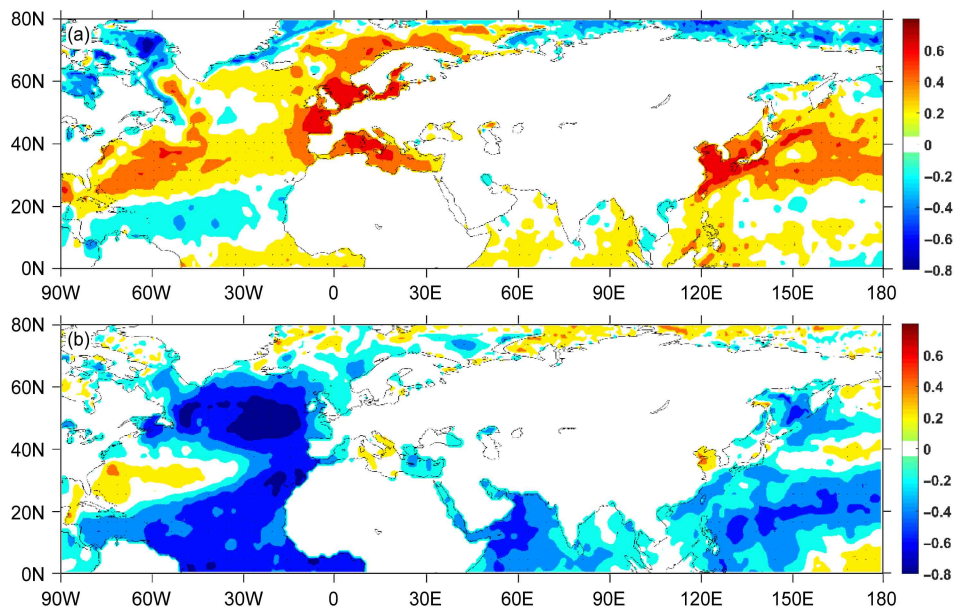


图6 3月积雪深度 (a) PC1 和 (b) PC2 对北大西洋海表面温度距平场 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 进行回归得到的回归系数, 打点区域表示通过 95% 的信度检验

Fig. 6 Regression coefficients of SST anomaly field (units: $^{\circ}\text{C}$) against the standardized (a) PC1 and (b) PC2 of the first and second EOF modes for March snow depth (stippling denotes significance at the 0.05 level)

偏小, 结合图 4a 高度异常场的分布可知, 进一步增强的南北海温温差有利于 45°N 附近西风加大, 与第一模态中雪深异常减小的形态特征相一致; 雪深第二模态回归的海温场在大西洋上表现为“—”、“+”、“—”的波列形态, 与图 4b 中的回归高度场对应, 在 40°N 以北的大西洋海温异常减小, 以南的海表温度异常增加, 40°N 附近的海表温差进一步增强, 高度异常场异常增强, 两异常场间的西风气流增强, 大西洋上的暖湿气流进一步向欧洲大陆输送, 与欧洲西海岸以及北部地区积雪减少的特征相对应。

为了探究北大西洋海表温度对雪深的影响, 图 7 对北大西洋海表温度异常 (SSTA) 进行经验正交函数分解 (EOF), 第一模态的空间分布呈现由南向北的“—”、“+”、“—”马鞍型形态, 其分布结构与雪深 PC2 回归得到的海表面温度 (图 6b) 相似, 海温第二模态的空间分布与第一模态有明显差异, 由低纬到高纬呈现“+”、“—”、“+”三级子型, 其分布形态与雪深 PC1 回归得到的海表面温度 (图 6a) 相似, 而位相相反。相关性分析表明: 北大西洋 3 月海表温度异常第一模态的时间序列与同期欧亚雪深异常 PC2 具有显著正相关关系, 而第二模态的时间序列与欧亚雪深异常 PC1 具有显著负相关关系 (图 7b 和 d)。图 7a

和 c 中红色实线分别表示由北大西洋海温 PC1、PC2 回归得到的西风急流, 即在“三极子”海温型的影响下, 北大西洋上西风急流有明显的东进, 中纬度欧洲西海岸一带的西风气流有所增强, 暖湿空气更容易由海洋传送至大陆内部, 欧洲大陆表面温度升高, 水汽含量增加, 雪深异常减少, 与雪深 PC1 回归得到的高度场 (图 4) 一致; 与雪深分布第二模态相对应, “马鞍型”海温分布使得由北大西洋到欧洲西海岸一带的西风急流北进东伸, 显著增强, 海洋上的暖湿空气被传输到欧洲北部, 导致欧洲西海岸及欧洲北部雪深异常减小。

1979~2015 年间, 北大西洋海表温度异常存在着明显的年际和年代际变化特征, 其中海温第一模态在 20 世纪 90 年代后期出现明显的年代际转折, 时间序列变化趋势与雪深 PC2 基本一致, 而海温第二模态年代际转折出现在 20 世纪 80 年代后期, 与雪深 PC1 年代际转折点一致, 变化趋势呈反相关。研究表明, 中纬度海洋的热力状况对大气环流的维持和变化起着重要的作用 (赵永平和 McBean, 1996; Liu et al., 2006), 北大西洋可能通过海温模态的分布型影响西风气流, 西风气流的变化能引起强烈的热量、动量和水汽输送, 对天气气候变化具有重要影响 (李天宇等, 2017), 进而对欧亚大陆气候要素异常进行调控, 从而影响到欧亚大陆雪深

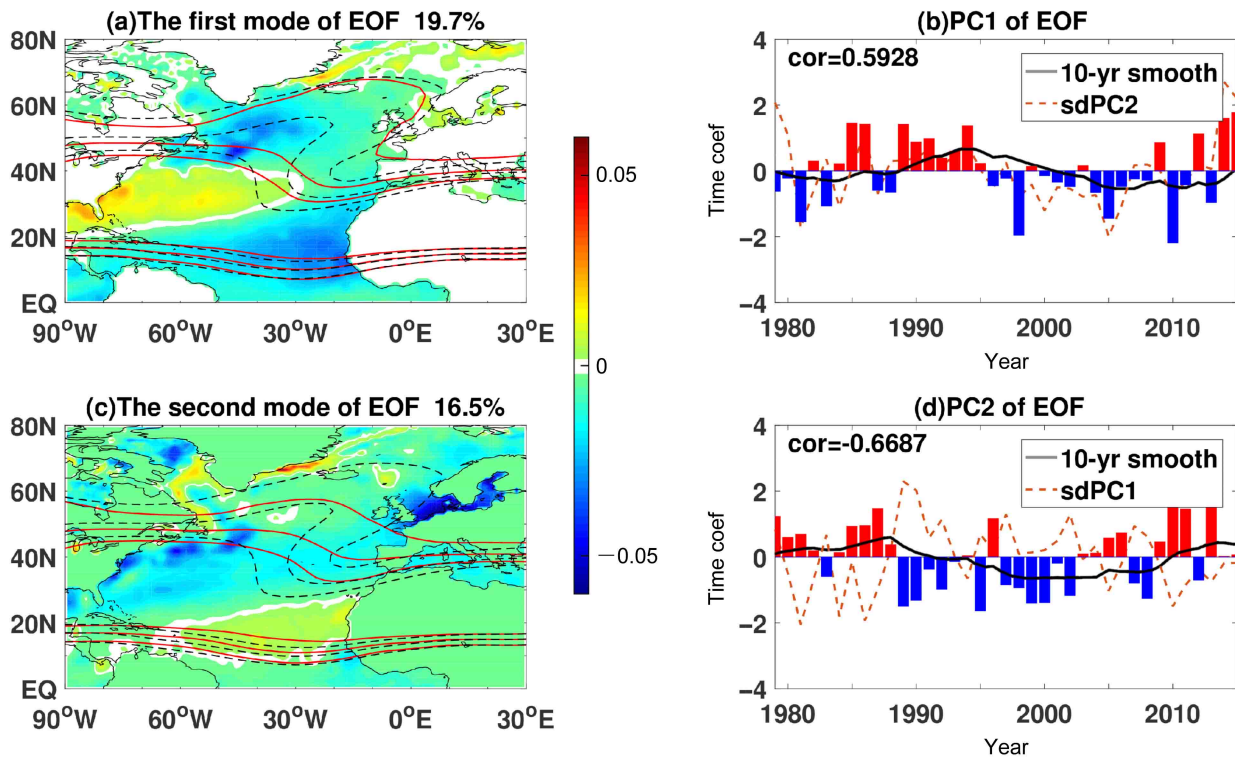


图7 北大西洋3月海表面温度 EOF (a、b) 第一、(c、d) 第二模态空间分布 (左列) 及其对应的标准化时间系数序列 (右列)。左列图中黑色虚线为 37 年平均西风急流, 红色实线为各海温 PC 回归得到的西风急流 (从北到南依次为 15、20、25 m s^{-1})。右列图中灰色曲线为十年滑动平均, 橙色虚线为 3 月积雪深度时间序列

Fig. 7 The (a, b) first and (c, d) second EOF modes and corresponding PCs of SST over the North Atlantic in March. The black dotted lines in the left panel are the 37-year average westerly jet, whereas, the red solid lines denote their regression (15, 20, 25 m s^{-1} from north to south) against the PCs; the gray curves in the right panel indicate 10 year running means. The dotted orange line is the SD time series

的异常分布, 后文将通过数值模拟进一步对北大西洋海温的影响进行验证。

3.3 北大西洋关键区动能分析

为了探讨北大西洋上空能量的分布特征, 本文利用局地多尺度能量涡度分析法 (Localized Multiscale Energy and Vorticity Analysis, 简称 MSE-VA) 计算得到动能, 并分别对春季欧亚大陆雪深 PC1、PC2 进行回归, 如图 8。在雪深 PC1 回归得到的 300 hPa 动能分布场中 (图 8a), 区域一 (42°N~56°N, 26°W~40°W) 有向外辐散的特征, 与影响欧亚大陆的波作用通量 (图 5a) 源区位置基本吻合, 表明北大西洋该区域上空有动能向东传播, 欧洲西海岸中纬度地区高空动能也减小, 沿 EU 波列周边区域动能表现为增加, 欧亚大陆两个雪深关键区动能在高层表现出较一致的增大特征; 图 8b 是雪深 PC2 对应的动能异常空间分布图, 北大西洋上空表现为明显的动能减小形态, 结合波作用通量的传播源位置, 得到影响欧洲西北部地区的

能量源区为区域二 (40°N~50°N, 20°W~30°W), 在欧亚大陆上东、西关键区动能异常位相相反。

为了对北大西洋上动能传播进行进一步分析, 图 9 给出了影响欧亚大陆的北大西洋上能量源区的动能收支各项。能量源区域一 (图 8a) 高层动能整体收支为正, 主要体现在气压梯度力做功项 (QP), QP 反映气压做功的散度, 表示对动能在物理空间的再分配, 当 QP 为正值时, 表示气压梯度力做正功, 动能增加, 反之亦然。在该区域 QP 项在中、低层为负, 高层为正, 表明 QP 项将低层及在高层转化得到的动能向上层分配, 对高层动能具有显著正贡献, 有利于高层动能的累积。同时整层浮力转换项 (BUOY) 为正, 表明该区域位能向动能转化, 这一斜压不稳定能量转换过程一方面对遥相关波列模态的自维持起着重要作用, 另一方面斜压不稳定将会导致该海域上空大气扰动活动的加强, 这一加强的扰动活动进而通过大气内部动力过程强迫高层西风异常增强。动能的垂直输送项

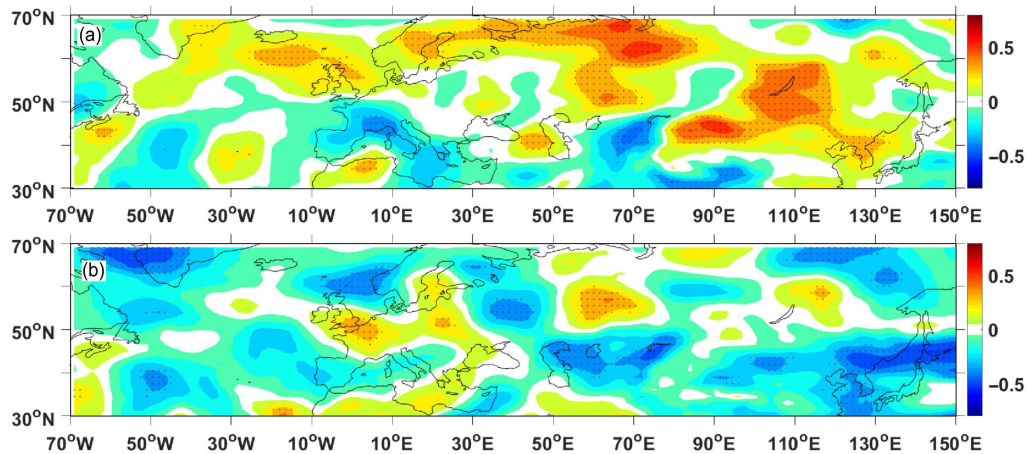


图 8 3 月欧亚雪深模态 (a) PC1 和 (b) PC2 对北半球动能 (单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) 的回归系数。打点区域表示通过 95% 的信度检验

Fig. 8 Regression coefficients of the Northern Hemisphere kinetic energy (KE, units: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) against the standardized (a) PC1 and (b) PC2 of the first and second EOF modes for the Eurasia SD anomaly field in March (stippling denotes significance at the 0.05 level)

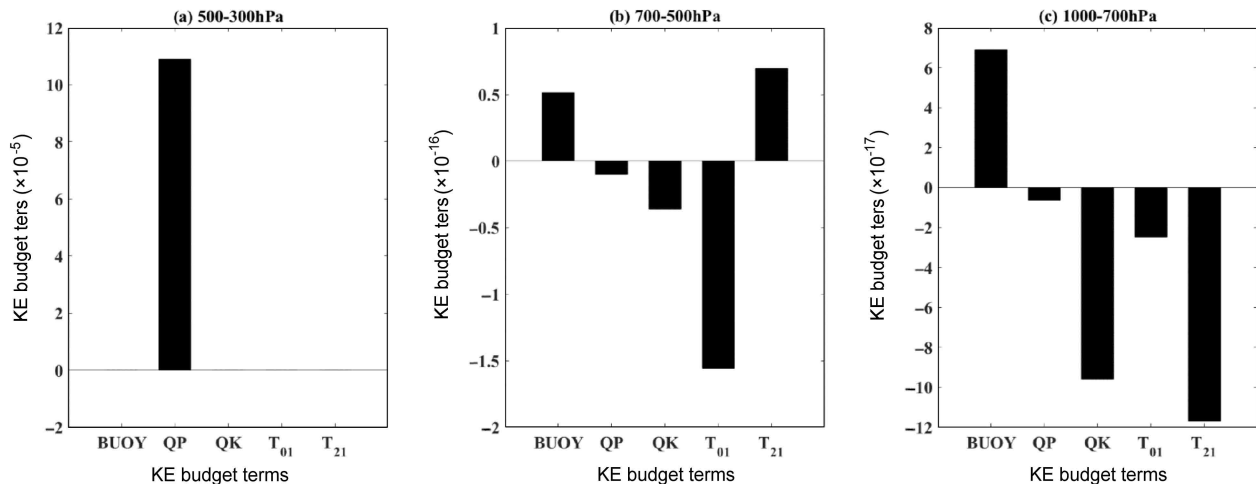


图 9 海温 PC1 对应的动能源区 (a) 高层 (500~300 hPa)、(b) 中层 (700~500 hPa) 和 (c) 低层 (1000~700 hPa) 动能收支各项, 均经过标准化处理

Fig. 9 KE budget terms in the (a) upper (500–300 hPa), (b) middle (700–500 hPa), and (c) lower (1000–700 hPa) layers of the KE corresponding to SST PC1 (KE budget terms have been standardized)

(QK) 表现为在中、低层减小, 在高层增加, 可知动能在局地具有由下向上的输送过程, 有利于高层动能增加, 从而向外辐散。季节平均尺度动能传输 (T_{01}) 与天气尺度动能传输 (T_{21}) 在高层对动能贡献相对较小, 总体有利于高层动能的累积, 而在中层动能在不同尺度间相互转换, 低层多尺度动能的贡献总体表现为负, 是低层动能的汇。

能量源区区域二的动能收支情况如图 10 所示。浮力转换项 (BUOY) 在整层均为正贡献, 表现为斜压不稳定, 位能向动能转化, 气压梯度力做功项 (QP) 在高、低层为正, 中层为负, 表明 QP 项将转换得到的动能向高层和底层分配, 其中高层显著

大于其它动能收支项, 有利于动能累积, 动能的垂直输送项 (QK) 在低层减小, 中、高层增加, 表明在垂直方向上低层动能有向上传输的过程, 有利于垂直方向上高层动能的累积, 从而在水平方向上向外辐散。季节平均尺度动能传输 (T_{01}) 与天气尺度动能传输 (T_{21}) 垂直方向上总体表现为正贡献, 是局地动能的来源项, 利于此海区动能积聚, 向欧亚大陆地区传播。

3.4 数值模拟

前文分析中北大西洋春季的两种海温模态“马鞍型”及“三极子型”与欧亚大陆雪深分布的两种模态具有显著相关性。在此利用美国国家大气研究

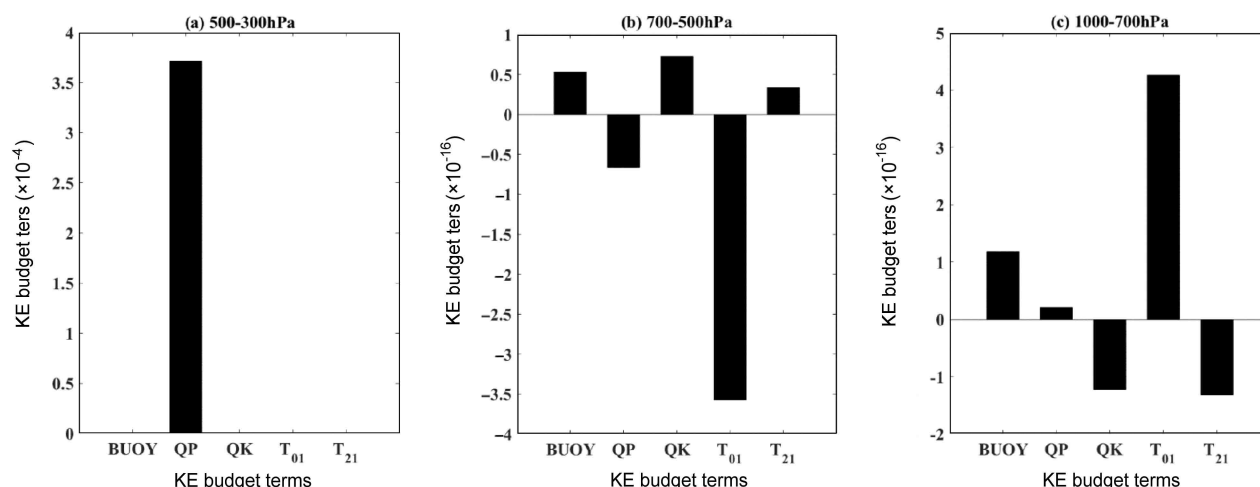


图 10 同图 9, 但为 PC2

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for PC2

中心 (NCAR) 发布的全球大气环流模式 (CAM5.1) 模拟北大西洋海表温度理想分布型对欧亚地区雪深分布的影响, 进一步验证上述观测结果。

3.4.1 模式简介

采用的模式为通用地球系统模式 (Community Earth System Model 1_0_3, CESM1.0.3) 中的大气模块 CAM5.1, 由 NCAR 于 2011 年对外发布, 该模式既可与其他模式 (如海洋、陆地模式等) 耦合使用, 也可以单独模拟大气环流的变化。CAM5.1 在垂直方向上使用 σ - p 混合坐标系, 近地面采用 σ 坐标, 中间采用 σ - p 混合坐标, 上层为纯 p 坐标, 共分为 30 层 (Neale et al., 2010), 模式层顶高度约为 3.643 hPa。选取水平分辨率为 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$, 纬向自西向东均匀分布 96 个格点, 经向由南往北均匀分布 144 个格点的多年平均气候态海表温度作为海洋边界条件, 该资料是美国国家海洋和大气管理局 NOAA 海表温度资料与哈德莱海温 (HadISST1) 的融合资料, 对该模式连续积分 20 年。

3.4.2 数值试验方案

通过设计一个控制试验和两个敏感性试验, 探究北大西洋“马鞍型”及“三极子型”两种海温模态对欧亚地区春季积雪分布的影响。控制试验 (CTRL): 模式运行过程中海表温度采用多年平均的气候态海表温度, 即在模拟过程没有海表温度的年际及长期变化趋势 (黄晓璐等, 2015)。敏感性试验 1 (EXP1): 在控制试验的基础上于北大西洋地区叠加 3 月“马鞍型”海温模态的空间分布场, 其他区域仍采用气候态海表温度。因此, 敏感

性试验与控制试验的差值场 (敏感性试验减控制试验) 表示北大西洋“马鞍型”海温模态对大气环流异常及欧亚大陆雪深分布的影响。敏感性试验 2 (EXP2): 在控制试验中北大西洋地区叠加 3 月“三极子型”海温模态的空间分布型, 其他区域仍采用气候态海表温度。因此, 敏感性试验与控制试验的差值场表示北大西洋“三极子型”海温模态对大气环流异常及欧亚大陆雪深分布影响。

3.4.3 试验结果分析

通过模式试验, 分别将两个敏感性试验结果与控制试验结果进行比较, 在北大西洋“马鞍型”及“三极子型”两种海温模态下, 对北半球中高纬度水平波动作用通量的传播特征进行分析, 可以发现, 在敏感性试验 1 (图 11a) 中, TNF 由北大西洋 50°N 附近向南、北两个方向辐散, 其中向南一支传播路径更为连续, 表现出近似于 SRP 波列的特征, 而向北一支的波能到达 60°E 附近后向南辐散, 与南支汇合, 即在“马鞍型”海温模态下模拟得到的 TNF 传播特征与雪深 PC2 回归得到的结果 (图 5a) 相似; 而敏感性试验 2 中, TNF 在中高纬 60°N 附近传播路径连续, 传播方向较为平直, 与 EU 波列一致, 即在“三极子型”海温模态下模拟得到的 TNF 传播特征对应于雪深的第一模态 (图 5b)。以上模式试验表明数值模拟效果较好, 能够验证北大西洋海温模态的不同分布对北半球水平波动作用通量分布特征的影响, 同时影响结果与对应雪深模态下 TNF 传播特征相同。

图 12 为 3 月平均的地表温度、垂直积分总降

水和雪水当量雪深的差值分布。可以看出,敏感性试验 1 中,欧洲雪深西部关键区温度异常增暖,会导致西部关键区积雪减少,同时降水场中(图 12c)该区域液态降水异常增多,雪水当量雪深表现为负异常(图 12e),而东部关键区地表温度较西部关

键区更低,比较有利于积雪的形成,垂直总降水为负异常,表明该区域液态降水减小,雪水当量雪深与西部关键区相比,在该区域有所增加(图 12e),因此模拟结果与前文中“马鞍型”海温模态对应的东、西关键区雪深变化相反的结论一致。敏感性试

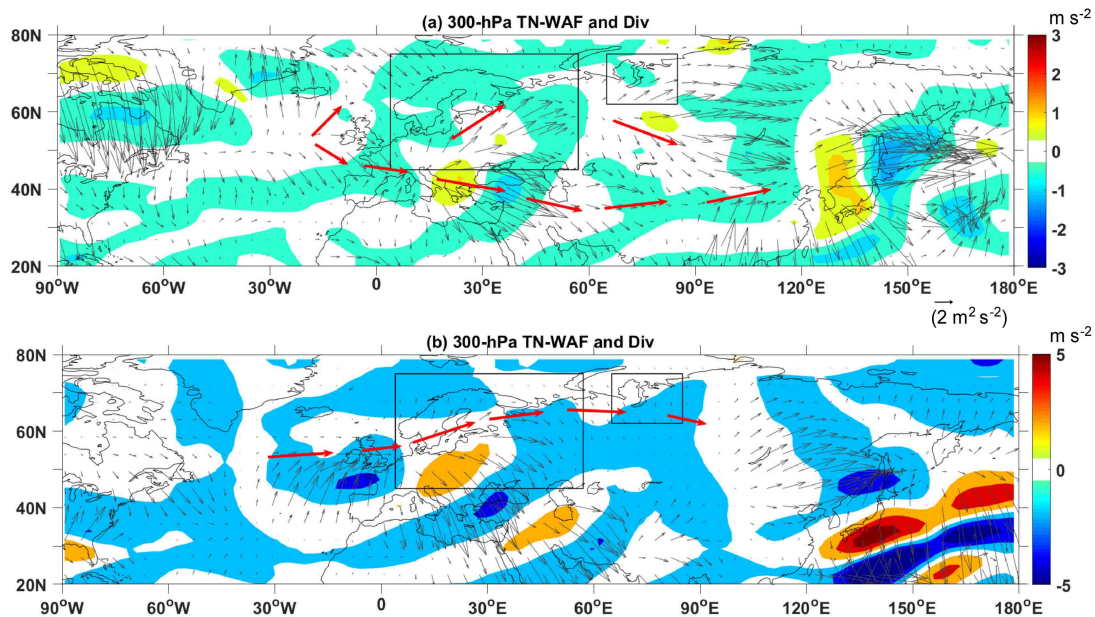


图 11 模式模拟 3 月 300 hPa 水平波作用通量(箭头)及其散度(阴影,单位: m s^{-2}): (a) 敏感性试验 1; (b) 敏感性试验 2。细线方框为雪深关键区,红色箭头表示水平波作用通量传播方向

Fig. 11 Wave activity fluxes (vectors) and their divergence (shadow, units: m s^{-2}) at 300 hPa simulated in (a) EXP1 (sensitivity expt1) and (b) EXP2 (sensitivity expt2). Thin rectangles represent key regions, the red arrow indicates the direction of the horizontal wave activity fluxes

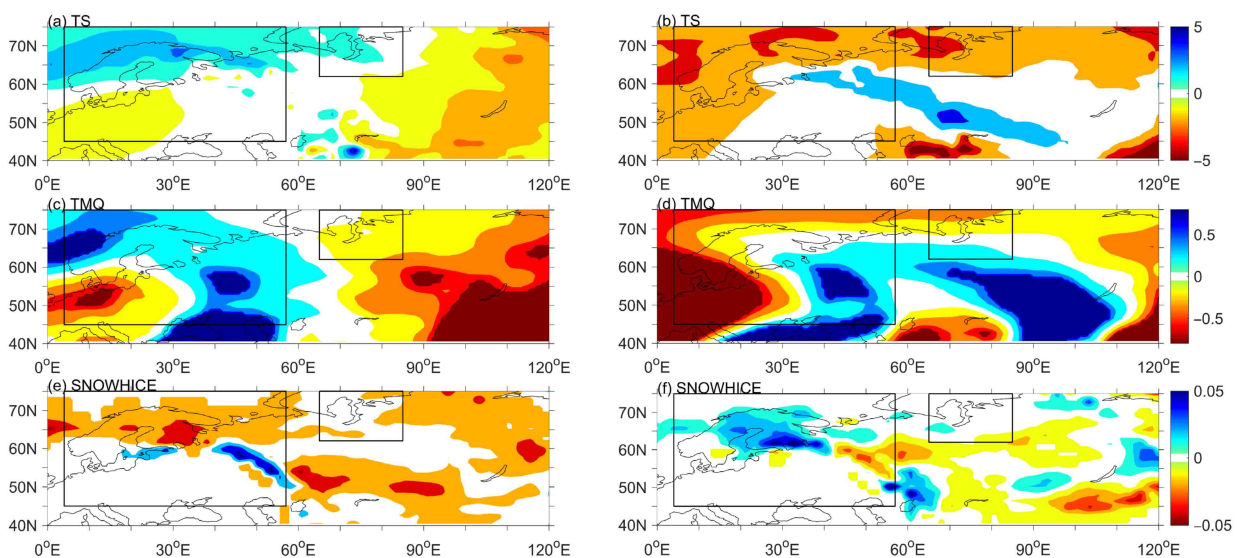


图 12 3 月平均的敏感性试验 1 (左列)、敏感性试验 2 (右列) 与控制试验的 (a、b) 地表温度 (单位: K)、(c、d) 降水场 (单位: kg m^{-2}) 和 (e、f) 雪水当量雪深 (单位: m) 的差值场

Fig. 12 Differences of the averaged (a, b) surface temperature (units: K), (c, d) precipitation (units: kg m^{-2}), and (e, f) snow water equivalent (units: m) among experiment1 and control test (left column), experiment2 and control test (right column) in March

验 2 中春季平均地表温度的差值分布(敏感性试验减控制试验)在欧洲东、西两个关键区均表现为负异常(图 12b), 有利于积雪的累积, 同时降水场中, 两个关键区变化一致, 总体表现为液态降水减小(图 12d), 这种情形下, 东、西关键区的气候要素均有利于积雪的形成, 雪水当量雪深在东、西区域大体表现为正异常, 其中模拟雪水当量雪深在东边区域效果不明显(图 12f)。由“三极子型”海温模态与雪深异常模态呈反相关可知, 模拟结果与前文中关键区雪深异常减小的结论一致。

4 结论

首先分析了欧亚大陆春季积雪的时空分布及不同模态下对应的环流形势特征, 利用波作用通量寻找讨论了北大西洋海温模态与欧亚雪深分布的关系, 本文首次通过 MS-EVA 能量分析方法探究了关键区高空动能的来源及能量源区能量的分布分配。最后通过 CAM5.1 模式模拟北大西洋“三极子型”与“马蹄型”海温模态下北半球波动作用通量传播的特征及气象要素的分布变化, 得到以下结论:

(1) 欧亚大陆 3 月雪深前两个空间模态具有显著差异, 第一模态中欧亚大陆中高纬积雪分布呈一致性变化, 第二模态雪深分布以 60°E 为界限, 呈东西反向的形态特征。两个模态均具有明显的年代际变化, 雪深异常第一模态在 1980 年代末明显转折; 第二模态在 1990 年代中期具有明显的年代际转折。

(2) 雪深两个模态对应的环流场中, 北大西洋上空均呈现“—”、“+”、“—”的波列特征, 有利于欧洲西海岸的西风带东进北跳, 将暖湿气流向欧洲大陆输送, 对应两种模态下欧洲西北地区雪深呈现负异常; 在欧亚大陆上, 第一模态对应高度场呈东西带状分布, 而第二模态对应的高度异常场在东西方向上呈现“+”、“—”、“+”的波列结构, 使得两模态下雪深变化呈现非对称性。

(3) 通过水平波作用通量分析得到北大西洋为影响欧亚大陆的波源区, 北大西洋“三极子型”与“马鞍型”海温模态分别与雪深第一、第二模态具有显著相关关系, 这两种海温模态下对应的北半球中高纬波动作用通量分别呈“SRP”波列型和“EU”波列型两种传播特征, 从而对中高纬度西风气流的位置和强度产生不同的影响, 进而影响到欧亚大陆雪深分布。

(4) 通过对由 MS-EVA 能量分析方法得到的动能进行回归, 分析了两种海温模态下北大西洋能量源区的位置, 与波动作用通量中北大西洋源区位置相对应, 表明了源区动能均有斜压转换过程, 且动能由底层辐合然后向上输送, 为高层提供能量, 促进高层能量累积并向外辐散, 从而对欧亚地区产生遥相关影响。

(5) 数值模式 CAM5.1 模拟北大西洋“三极子型”和“马鞍型”两种海温模态对欧亚雪深分布的影响。通过设计一个控制试验和两个敏感性试验, 敏感性试验中分别向北大西洋地区叠加“三极子型”和“马鞍型”海温模态的空间场, 进一步验证了波动作用通量的源地在北大西洋, 波动能量的传播特征会影响欧亚大陆的气候要素分布, 从而对东、西关键区雪深异常产生不同影响。但是模拟降水中心较观测中心偏东, 没有模拟出东部关键区雪深异常中心, 其原因可能是与该地区成因受其他因素有关, 相关工作还需进一步分析。

致谢 感谢日本第二次全球大气再分析项目(JRA-55)提供的逐日积雪深度数据以及欧洲中间尺度天气预报中心提供的再分析数据。作者对匿名审稿人提出的宝贵意见表示衷心感谢。

参考文献 (References)

- Bai R H. 2001. Relation between sea surface temperature anomaly in the Atlantic and summer precipitation over the Northeast China [J]. *Marine Forecasts*, 18(S1): 50–57. doi:10.3969/j.issn.1003-0239.2001.z1.005
- Bamzai A S, Shukla J. 1999. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational study [J]. *J. Climate*, 12(10): 3117–3132. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3117:RBESCS>2.0.CO;2
- Bamzai A S. 2003. Relationship between snow cover variability and Arctic Oscillation index on a hierarchy of time scales [J]. *Int. J. Climatol.*, 23(2): 131–142. doi:10.1002/joc.854
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1988. The effect of Eurasian snow cover on global climate [J]. *Science*, 239(4839): 504–507. doi:10.1126/science.239.4839.504
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46(5): 661–686. doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0661:TEOESC>2.0.CO;2
- Branstator G. 2002. Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic oscillation [J]. *J. Climate*, 15(14): 1893–1910. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1893:CTTJSW>2.0.CO;2
- Chen G S, Huang R H, Zhou L T. 2013. Baroclinic instability of the

- Silk Road pattern induced by thermal damping [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70(9): 2875–2893. doi:10.1175/JAS-D-12-0326.1
- Chervin M, Kutzbach J E, Houghton D D, et al. 1980. Response of the NCAR general circulation model to prescribed changes in ocean surface temperature. Part II: Midlatitude and subtropical changes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37(2): 308–332. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0308:ROTNGC>2.0.CO;2
- Clark M P, Serreze M C, Robinson D A. 1999. Atmospheric controls on Eurasian snow extent [J]. *Int. J. Climatol.*, 19(1): 27–40. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199901)19:1<27::AID-JOC346>3.0.CO;2-N
- Clark M P, Serreze M C. 2000. Effects of variations in East Asian snow cover on modulating atmospheric circulation over the North Pacific Ocean [J]. *J. Climate*, 13(20): 3700–3710. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3700:EOVIEA>2.0.CO;2
- Cohen J, Entekhabi D. 1999. Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26(3): 345–348. doi:10.1029/1998GL900321
- Déry S J, Brown R D. 2007. Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34(22): L22504. doi:10.1029/2007gl031474
- Enomoto T. 2004. Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82(4): 1019–1034. doi:10.2151/jmsj.2004.1019
- Gong G, Entekhabi D, Cohen J. 2002. A large-ensemble model study of the wintertime AO-NAO and the role of interannual snow perturbations [J]. *J. Climate*, 15(23): 3488–3499. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3488:ALEMSO>2.0.CO;2
- Groisman P Y, Karl T R, Knight R W. 1994a. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures [J]. *Science*, 263(5144): 198–200. doi:10.1126/science.263.5144.198
- Groisman P Y, Karl T R, Knight R W, et al. 1994b. Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere [J]. *J. Climate*, 7(11): 1633–1656. doi:10.1175/1520-0442(1994)007<1633:COSCTA>2.0.CO;2
- Han T T, Chen H P, Hao X, et al. 2018. Recent interdecadal shift in the relationship between Northeast China's winter precipitation and the North Atlantic and Indian Oceans [J]. *Climate Dyn.*, 50(3–4): 1413–1424. doi:10.1007/s00382-017-3694-x
- Henderson G R, Leathers D J. 2010. European snow cover extent variability and associations with atmospheric forcings [J]. *Int. J. Climatol.*, 30(10): 1440–1451. doi:10.1002/joc.1990
- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38(6): 1179–1196. doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2
- Hsiung J. 1985. Estimates of global oceanic meridional heat transport [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 15(11): 1405–1413. doi:10.1175/1520-0485(1985)015<1405:EOGOMH>2.0.CO;2
- Hsu P C, Tsou C H, Hsu H H, et al. 2009. Eddy energy along the tropical storm track in association with ENSO [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87(4): 687–704. doi:10.2151/jmsj.87.687
- 黄晓璐, 徐海明, 邓洁淳. 2015. 冬季中国近海海表温度的长期升高及其对中国降水的影响 [J]. *气象学报*, 73(3): 505–514. Huang Xiaolu, Xu Haiming, Deng Jiechun. 2015. Long-term rising of SST over the marginal seas of China in winter and its impact on precipitation in China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 73(3): 505–514. doi:10.11676/qxxb2015.038
- 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, Kushnir Y, Ottersen G, et al. The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact[M], 2013, 84(8): 73–73.
- Iijima Y, Masuda K, Ohata T. 2007. Snow disappearance in eastern Siberia and its relationship to atmospheric influences [J]. *Int. J. Climatol.*, 27(2): 169–177. doi:10.1002/joc.1382
- Kim Y, Kim K Y, Kim B M. 2013. Physical mechanisms of European winter snow cover variability and its relationship to the NAO [J]. *Climate Dyn.*, 40(7–8): 1657–1669. doi:10.1007/s00382-012-1365-5
- Krenke A N, Kitaev L M, Razuvaev V N, et al. 2001. Relationships between snow cover over the former USSR, SOI and Indian monsoon [J]. *Data of Glaciological Studies (in Russian)*, 91: 27–32.
- Lau K H, Lau N C. 1992. The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120(11): 2523–2539. doi:10.1175/1520-0493(1992)120<2523:TEAPDO>2.0.CO;2
- 李天宇, 朱伟军, 马阳, 等. 2017. 冬季北太平洋风暴轴和北大西洋风暴轴的协同变化及其与同期海气系统的空间耦合关系 [J]. *大气科学*, 41(5): 1059–1075. Li Tianyu, Zhu Weijun, Ma Yang, et al. 2017. Concurrent variations of northern Atlantic and Pacific storm tracks and their relationship to the coupled pattern of atmosphere-ocean system during winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(5): 1059–1075. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1701.16255
- Liang X S. 2016. Canonical transfer and multiscale energetics for primitive and quasigeostrophic atmospheres [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73(11): 4439–4468. doi:10.1175/JAS-D-16-0131.1
- Liang X S, Robinson A R. 2005. Localized multiscale energy and vorticity analysis: I. Fundamentals [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 38(3–4): 195–230. doi:10.1016/j.dynatmoce.2004.12.004
- Liang X S, Anderson D G M. 2007. Multiscale window transform [J]. *Multiscale Model. Simul.*, 6(2): 437–467. doi:10.1137/06066895X
- Liu Q Y, Wen N, Yu Y Q. 2006. The role of the Kuroshio in the winter North Pacific ocean-atmosphere interaction: Comparison of a coupled model and observations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23(2): 181–189. doi:10.1007/s00376-006-0181-4
- 卢慧超, 梁湘三, 容逸能. 2017. 基于局地多尺度能量涡度分析法 (MS-EVA) 的北半球夏季西太平洋 MJO 动能分析 [J]. *大气科学学报*, 40(2): 224–232. Lu Huichao, Liang Xiangsan, Rong Yineng. 2017. An energetic study of the boreal summer western Pacific MJO with the localized multi-scale energy and vorticity analysis (MS-EVA) [J]. *Atmos. Sci. (in Chinese)*, 40(2): 224–232. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20151214002
- Maloney E D, Hartmann D L. 2001. The Madden-Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58(17): 2545–2558. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<2545:TMOBD>2.0.CO;2
- Maloney E D, Dickinson M J. 2003. The intra-seasonal oscillation and the energetics of summertime tropical western North Pacific synoptic-scale disturbances [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60(17): 2153–2168.

- doi:10.1175/1520-0469(2003)060<2153:TIOATE>2.0.CO;2
- Matsuo K, Heki K. 2012. Anomalous precipitation signatures of the Arctic Oscillation in the time-variable gravity field by GRACE [J]. *Geophys. J. Int.*, 190(3): 1495–1506. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05588.x
- Neale R B, Chen C C, Gettelman A, et al. 2010. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM5.0) [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-486+STR.
- Petoukhov V, Petri S, Rahmstorf S, et al. 2016. Role of quasiresonant planetary wave dynamics in recent boreal spring-to-autumn extreme events [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 113(25): 6862–6867. doi:10.1073/pnas.1606300113
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra M J, Rodrigo F S, et al. 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature [J]. *Climate Dyn.*, 17(9): 701–715. doi:10.1007/s003820000137
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108(D14): 4407. doi:10.1029/2002jd002670
- 任雪娟, 张耀存. 2012. 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. 2012. 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/qxb2007.051
- Rogers J C, Van Loon H. 1979. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 107(5): 509–519. doi:10.1175/1520-0493(1979)107<0509:TSIWTB>2.0.CO;2
- 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
- Simmons A J, Wallace J M, Branstator G W. 1983. Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40(6): 1363–1392. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<1363:BWPAIA>2.0.CO;2
- 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
- 谭言科, 何金海, 祝从文. 1999. 欧亚冬季雪盖对北半球夏季大气环流的影响及其与东亚太平洋型遥相关的可能联系 [J]. *大气科学*, 23(2): 152–160. Tan Yanke, He Jinhai, Zhu Congwen. 1999. Impact of Eurasian winter snow cover on the Northern Hemisphere summer circulation and its possible relation to East Asia Pacific teleconnection pattern [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23(2): 152–160. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1999.02.03
- Trenberth K E. 1995. Atmospheric circulation climate changes [J]. *Climatic Change*, 31(2-4): 427–453. doi:10.1007/BF01095156
- Van Loon H, Rogers J C. 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 106(3): 296–310. doi:10.1175/1520-0493(1978)106<0296:TSIWTB>2.0.CO;2
- Watanabe M. 2004. Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Climate*, 17(24): 4674–4691. doi:10.1175/JCLI-3228.1
- 许蓓, 陈海山, 高楚杰. 2015. 冬季雪深再分析资料在欧亚中高纬地区的适用性评价 [J]. *气候与环境研究*, 20(3): 296–306. Xu Bei, Chen Haishan, Gao Chujie. 2015. Evaluation of the applicability of snow depth reanalysis datasets over the middle-high latitudes of Eurasia in winter [J]. *Climatic Environ. Res. (in Chinese)*, 20(3): 296–306. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2014.14164
- 杨琨, 武炳义. 2009. 欧亚大陆积雪与亚洲季风关系研究进展 [J]. *气象科技*, 37(3): 263–270. Yang Kun, Wu Bingyi. 2009. Advances in researches on relationship between Eurasia snowcover and Asian monsoon [J]. *Meteor. Sci. Technol. (in Chinese)*, 37(3): 263–270. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2009.03.002
- Ye D C, Guan Z Y, Jin D C. 2019. Climatic features of summertime baroclinic wave packets over Eurasia and the associated possible impacts on precipitation in southern China [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 20(4): e889. doi:10.1002/asl.889
- Ye K H, Wu R G, Liu Y. 2015. Interdecadal change of Eurasian snow, surface temperature, and atmospheric circulation in the late 1980s [J]. *J. Geophys. Res.*, 120(7): 2738–2753. doi:10.1002/2015JD023148
- Zhang J, Tang Q, Chen H S, et al. 2017. Northward shift in circulation system over the Asian mid-latitudes linked to an increasing heating anomaly over the northern Tibetan Plateau during the past two decades [J]. *Int. J. Climatol.*, 37(2): 834–848. doi:10.1002/joc.4743
- Zhang J, Chen H S, Zhang Q. 2019. Extreme drought in the recent two decades in northern China resulting from Eurasian warming [J]. *Climate Dyn.*, 52(5): 2885–2902. doi:10.1007/s00382-018-4312-2
- 张人禾, 武炳义, 赵平, 等. 2008. 中国东部夏季气候 20 世纪 80 年代后期的年代际转型及其可能成因 [J]. *气象学报*, 66(5): 697–706. Zhang Renhe, Wu Bingyi, Zhao Ping, et al. 2008. The decadal shift of the summer climate in the late 1980s over East China and its possible causes [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 66(5): 697–706. doi:10.11676/qxb2008.064
- 张人禾, 张若楠, 左志燕. 2016. 中国冬季积雪特征及欧亚大陆积雪对中国气候影响 [J]. *应用气象学报*, 27(5): 513–526. Zhang Renhe, Zhang Ruonan, Zuo Zhiyan. 2016. An overview of wintertime snow cover characteristics over china and the impact of Eurasian snow cover on Chinese climate [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 27(5): 513–526. doi:10.11898/1001-7313.20160501
- 赵永平, McBean G A. 1996. 黑潮海域海洋异常加热对后期北半球大气环流影响的分析 [J]. *海洋与湖沼*, 27(3): 246–250. Zhao Yongping, McBean G A. 1996. Influence of the Kuroshio region marine heating anomaly on the north hemisphere atmospheric circulation in the following seasons [J]. *Oceanol. Limnol. Sinica (in Chinese)*, 27(3): 246–250. doi:10.3321/j.issn.0029-814X.1996.03.003
- Zuo Z Y, Zhang R H, Wu B Y, et al. 2012. Decadal variability in springtime snow over Eurasia: Relation with circulation and possible influence on springtime rainfall over China [J]. *Int. J. Climatol.*, 32(9): 1336–1345. doi:10.1002/joc.2355