

“暖北极-冷欧亚”模态的年代际变化及其与北大西洋海温的联系

王婧¹ 吕俊梅¹

¹ 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘要 本文利用美国航空航天局戈达德空间研究所地表气温, 美国国家海洋和大气局-环境科学协作研究所二十世纪再分析资料, 以及第六次国际耦合模式比较计划的多模式 Historical 试验结果, 去除外强迫影响后, 研究 1910/1911~2019/2020 年冬季 (DJF) 欧亚中高纬地区 “暖北极-冷欧亚” (WACE) 模态的年代际变化特征及其物理原因。结果表明: WACE 具有显著的年代际变化, 在 WACE 正位相时期, 乌拉尔阻塞发生频率偏高, 有利于热量向极区输送使得极区出现异常暖平流, 且水汽向极区输送导致极区水汽辐合, 向下长波辐射增加, 另外对流活动增强导致潜热释放, 进而极区温度上升。与此同时, 极涡及欧亚大陆西风减弱且乌拉尔阻塞发生频率偏高, 有利于冷空气侵袭欧亚大陆造成异常冷平流, 且欧亚地区水汽辐散, 向下长波辐射减少, 对流活动减弱进而潜热释放减少, 导致欧亚大陆温度降低。最后利用 CAM3.0 大气环流模式模拟了北大西洋海温正异常对 WACE 的影响, 模式结果与统计结果相符合, 进一步说明了北大西洋海温正异常可以通过强迫低层与高层大气环流异常, 导致极区水汽辐合, 欧亚大陆水汽辐散, 进而影响 WACE 的年代际变化。

关键词 “暖北极-冷欧亚” 北大西洋海温 年代际变化 物理机制

文章编号

中图分类号

文献标识码

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2103.20205

The interdecadal variation of Warm Arctic - Cold Eurasia mode and its association with North Atlantic Sea Surface Temperature

Wang Jing¹, Lü Junmei¹

¹ State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Based on the NASA's Goddard Institute for Space Studies surface air temperature datasets and National Oceanic and Atmospheric Administration-Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences reanalysis data of the 20th century, and Historical experiment of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, this study analyzes the interdecadal variation characteristics of "Warm Arctic - Cold Eurasia" (WACE) mode in the Eurasia and Arctic region for the period of 1910/1911~2019/2020 during boreal winter after removed the external forcing. The results show that the WACE has the remarkable interdecadal variability. When WACE is in the interdecadal positive phase, The high frequency of Ural blockage favors the heat transport to the polar region, which leads to warm advection in the polar region, and water vapor transport to the polar region leads to water vapor convergence in the polar region, which leads to the increase of downward long-wave radiation., and the increase of convective activity leads to the release of latent heat, which result in the increase of temperature in the polar region. At the same time, the weakening of polar vortex and westerly wind in Eurasia and the high frequency of Ural

收稿日期 2021-03-04; 网络预出版日期

作者简介 王婧, 女, 1996 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候异常机理研究, E-mail: janicewjing@163.com

通讯作者 吕俊梅, 邮箱: lvjm@cma.gov.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 (XDA20100300), 中国气象科学研究院基本科研业务费 (2019Z008)

Funded by "Strategic Priority Research Program" of the Chinese Academy of Sciences(Grant XDA20100300), Scientific Research of Chinese Academy of Meteorological Sciences(Grant 2019Z008)

blockage favor cold air invading Eurasia and causing cold advection, and the divergence of water vapor in Eurasia reduces downward long-wave radiation, and the decrease of convective activity reduces the latent heat release, which lead to the decrease of temperature in Eurasia. Finally we use CAM3.0 atmospheric circulation model to simulate the north Atlantic SST influence on WACE. Model results are consistent with the statistical results, further illustrates the north Atlantic SST positive anomaly can force the lower and upper atmosphere circulation anomalies, leads to water vapor convergence in polar and divergence in Eurasia, thus affecting the decadal variability of WACE.

Keywords "Warm Arctic - Cold Eurasia", North Atlantic Sea Surface Temperature, interdecadal variation, physical mechanism

1 引言

观测表明,在全球变暖背景下,北极地区显著增暖,近二十年欧亚大陆却频繁遭受冷空气侵袭,出现大范围降温趋势,引起广泛关注(Zhang et al., 2008; Petoukhov and Semenov, 2010; Overland et al., 2011; Inoue et al., 2012; Mori et al., 2014; Cohen et al., 2019)。在这种气候背景下,2008年1月中国南方发生大范围罕见低温雨雪天气,造成近一亿人口受灾,几亿亩农田冻害及几十万间房屋倒塌,交通运输受阻,造成直接经济损失近千亿(丁一汇等, 2008; 顾雷等, 2008; 李崇银等, 2008)。2009/2010年冬季欧洲多地遭受暴雪天气,新疆、内蒙古等地同样发生暴雪天气致使几十人丧生(李如琦等, 2015; 王遵娅与周波涛, 2018)。2012年1~2月,欧亚大陆遭受极寒天气侵袭,俄罗斯等地出现近百年最低气温,许多地区发生暴雪天气,严重影响交通及社会秩序(WMO, 2012; 韩哲等, 2014)。欧亚大陆冷冬频繁出现及寒潮、暴雪灾害频发可能造成农作物冻害、电线积冰、路面积雪以及能见度降低,严重影响通信与交通运输,危害公共安全,阻碍经济发展并造成严重经济损失。

近年来科学家们将北极增暖而欧亚大陆变冷的地表气温模态称为“暖北极-冷欧亚”模态(Warm Arctic-Cold Eurasian, 简称 WACE; Mori et al., 2014; Luo et al., 2016; Sung et al., 2018),也有科学家将其称为“暖北极-冷大陆”或“暖北极-冷西伯利亚”模态(Overland et al., 2011; Inoue et al., 2012; Sorokina et al., 2016),并且科学家们在年际时间尺度上广泛地探讨了 WACE 模态形成的原因。有的研究认为,受到全球变暖影响,北极海冰减少导致 WACE 形成(Inoue et al., 2012; Tang et al., 2013; Mori et al., 2014; Kug et al., 2015)。北极海冰影响 WACE 模态的物理机制为:北极海冰融化,有利于北大西洋涛动处于负位相且东亚大槽加深,乌拉尔阻塞发生频率增加,造成欧亚大陆温度偏低(Inoue et al., 2012; Liu et al., 2012; Mori et al., 2014; Kug et al., 2015; Luo et al., 2016; Yao et al., 2017; Wegmann et al., 2018)。Zhang et al. (2016) 从行星波上传的角度解释北极海冰融化影响欧亚大陆温度的过程:巴伦支-喀拉海海冰减少,纬向一波增强,导致行星波上传至平流层,引起平均流异常。平流层将这种信号下传至对流层,使极涡向欧亚大陆偏移并减弱,乌拉尔山高压脊异常发展并伴随东亚大槽加深,导致冷空气侵袭西伯利亚,进而欧亚与北美大陆温度在近几十年降低。

然而,另外一些工作指出,大气内部变率对 WACE 模态的影响不可忽视。一些科学家进行了数值试验,结果表明北极海冰减少及人为强迫没有显著影响欧亚大陆冬季温度, WACE 的形成源于大气内部自身变率(Mccusker et al., 2016; Sun et al., 2016)。西风急流减弱、西伯利亚高压加强、阿留申低压加强可能造成暖空气进入极区而极地增暖,冷空气南侵,欧亚大陆温度降低,最终 WACE 形成(Bengtsson et al., 2004; Zhang et al., 2008; Sorokina et al., 2016)。另外,Graversen et al. (2008) 认为,虽然海冰的融化对表层大气的增暖有贡献,但是大气能量传输是北极上空大气增暖的主要原因。Woollings et al. (2014) 发现去线性趋势后的巴伦支-喀拉海增暖与 WACE 并无显著关联。Sorokina et al. (2016) 认为冬季巴伦支

海湍流热通量的 EOF 第一模态与海冰减少关联较弱, 主要受到大气内部变率影响: 西风急流使海冰边缘北退, 巴伦支-喀拉海出现暖平流, 湍流热通量减弱, WACE 形成。

另外, WACE 同样受到海洋内部变率影响 (Sato et al., 2014; Nakanowatari et al., 2014; Park et al., 2015; Woods and Caballero, 2016; Jung et al., 2017)。北大西洋海温正异常, 激发罗斯贝波, 导致水汽与热量向极输送, 进而北极增暖, 进一步改变风暴轴与急流位置、行星波与能量传播进而影响欧亚大陆温度, 这对 WACE 的形成十分重要 (Sato et al., 2014; Woods and Caballero, 2016; Jung et al., 2017)。此外, 海温可能通过影响北极海冰融化进而影响 WACE (Nakanowatari et al., 2014; Park et al., 2015), 即北极海冰融化对 WACE 的影响是气候系统内部变率的体现 (Luo et al., 2016; Wegmann et al., 2018)。北大西洋海温异常可能通过洋流输送至极区造成海冰融化 (Nakanowatari et al., 2014)。印度洋及西太平洋海温正异常, 可能导致洋面上空对流活动加强, 进而增加极区向下长波辐射, 导致北极海冰减少 (Park et al., 2015)。

目前对于 WACE 年代际变化特征及成因研究较少。何金海等 (2015) 发现北极与欧亚大陆冬季温度的反向变化在 21 世纪初由北极冷-大陆暖转为北极暖-大陆冷。Sung et al. (2018) 认为罗斯贝波与西伯利亚高压相互作用导致了 WACE 模态年代际尺度上的加强。另外, 大西洋年代际振荡 (Atlantic Multidecadal Oscillation, 简称 AMO) 与太平洋年代际振荡 (Pacific Decadal Oscillation, 简称 PDO) 可能导致了 20 世纪初北极增暖 (Miles et al., 2014; Tokinaga et al., 2017)。

综上所述, 过去的研究主要集中于 WACE 年际变化物理原因的探讨。然而, WACE 还具有显著的年代际变化特征 (Sung et al., 2018)。目前对于 WACE 年代际变化特征的研究, 研究时段多集中于 20 世纪中后期至今, 并且未去除外强迫影响, 研究结果可能包含外强迫贡献 (Sung et al., 2018)。20 世纪以来 WACE 模态年代际变化特征及其年代际变化相联系的大气环流特征仍不清楚, 我们对导致其年代际变化的物理原因的了解还不够深入。然而, 掌握 WACE 年代际变化规律和形成机制, 有助于我们研究欧亚冬季温度演变规律, 为极端冷事件、寒潮天气、暴雪等事件的预测提供年代际背景。因此, 本文利用第六次国际耦合模式比较计划的多模式 Historical 试验, 首先去除人为活动等外强迫的影响作用, 分析二十世纪以来 WACE 模态年代际内部变率, 以及 WACE 不同位相对应的大气环流场差异, 并进一步探讨北大西洋海温影响 WACE 年代际变化的物理机制。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用的资料为 1910~2020 年美国航空航天局戈达德空间研究所 (GISS) $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 月平均地表气温数据集 (GISTEMP v4; Lenssen et al., 2019), 数据主要由气象站点及船舶、浮标、其他传感器得到并对城市热岛效应进行订正, 是目前时间长度较长, 对地表气温代表性较好的观测资料 (唐国利等, 2011; 秦大河, 2018)。海温为 1910—2014 年英国气象局哈德莱中心 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的月平均资料 (HadISST; Rayner et al., 2003)。此外, 还使用 1910~2014 年美国国家海洋和大气局-环境科学协作研究所 (National Oceanic and Atmospheric Administration-Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, 简称 NOAA-CIRES) 二十世纪月平均再分析资料 (20th Century Reanalysis, 简称 20CR; Compo et al., 2011), $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 网格要素包括: 海平面气压、850hPa 水平风场和比湿、500hPa 和 200hPa 位势高度场及水平风场; 高斯网格 (192×94) 要素包括: 地表气温、地表净长波辐射通量、地表净短波辐射通量、地表感热通量、地表潜热通量和降水。日平均要素使用 500hPa 位势高度场, 以研究阻塞发生频率。由于 1910 年以前 $80^{\circ}N$ 以北地区 GISS 地表气温存在较多缺测, 因此研究 WACE 年代

际变化的时段为 1910~2020 年，其中较小范围的缺测采用自然邻点插值法进行插值。由于 20CR 大气环流资料仅更新至 2014 年，因此大气环流及海温的时段取 1910~2014 年。

许多科学家利用模式数据集合平均对地表气温去除趋势 (Dai et al., 2015; Dong and Dai, 2015; Yang et al., 2020; 王岱等, 2020)，以期去除外部强迫，例如人类活动、太阳辐射、火山爆发引起的气溶胶，对气候系统内部自然变率的影响作用。为了获得更为可信的二十世纪以来 WACE 的年代际内部变率及其影响因素，我们参照 Dai et al. (2015) 的方法，选用参与第六次国际耦合模式比较计划 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, 简称 CMIP6) 的 15 个模式：AWI-CM-1-1-MR、BCC-ESM1、CAMS-CSM1-0、CanESM5、CAS-ESM2-0、CESM2、CESM-WACCM、CMCC-CM2-SR5、E3SM1-1、EC-Earth3-Veg-LR、FGOALS-f3-L、GFDL-ESM4、IPSL-CM6A-LR、MPI-ESM1-2-HR、MRI-ESM2-0。对于地表气温，将 1910—2014 年 Historical 试验结果与 2015—2020 年的 SSP2-4.5 排放情景下的试验结果进行拼接；对于海温，选用 1910—2014 年 Historical 试验结果。模式数据集合平均反映外强迫对温度变量的影响，在外强迫影响下，20 世纪 60 年代前地表气温及海温变暖趋势较平缓，60 年代后变暖趋势较明显 (图 1)。相较于传统去除线性趋势方法，模式对全球变暖趋势拟合较合理，这与 Dai et al. (2015) 研究结果相似。因此，我们利用 CMIP6 的 15 个模式集合平均后全球平均冬季地表气温与海温序列，分别对观测得到的冬季地表气温与海温去除外部强迫造成的趋势。

2.2 方法：

我们参照 Dai et al. (2015) 的方法，对地表气温及海温去除趋势，以尽可能消除外强迫影响：将 1910/1911~2019/2020 年冬季平均地表气温或海温观测场视为变量 $T(n, i)$ ，其中 n 为年份， i 为格点。将 $T(n, i)$ 视为外部强迫 $T_F(n, i)$ 加上非外部强迫 $T_1(n, i)$ 的结果，即：

$$T(n, i) = T_F(n, i) + T_1(n, i) \quad (1)$$

其中， $T_F(n, i)$ 包含了大量的外强迫信息， $T_1(n, i)$ 包含了少量外强迫信息。我们的目的是尽可能去除 $T(n, i)$ 中包含的外强迫信息，因此，我们将 $T_F(n, i)$ 视作人类活动等外强迫造成的温度变化，将 $T_1(n, i)$ 视作由内部变率造成的温度变化， $T_F(n, i)$ 与 $T_1(n, i)$ 可表示为：

$$T_F(n, i) = b_m(i)\bar{T}_m(n) + \varepsilon_F(n, i) \quad (2)$$

其中 $\bar{T}_m(n)$ 表示 15 个模式集合平均后全球平均地表气温或海温序列 (图 1)。 $b_m(i)$ 可以通过回归方程 $T(n, i) = b_m(i)\bar{T}_m(n)$ 来估计。 $b_m(i)\bar{T}_m(n)$ 已包含大部分外强迫信息，对于年代际变率可忽略局地变化项 $\varepsilon_F(n, i)$ (王岱等, 2020)。因此，温度内部变率 $T_1(n, i)$ ：

$$T_1(n, i) = T(n, i) - b_m(i)\bar{T}_m(n) \quad (3)$$

其余变量由于全球平均变暖趋势不显著 (Dong and Dai, 2015)，采用线性回归方法去除线性趋势。

根据过去的研究 (Mori et al. 2014; Sung et al. 2018)，我们对去除趋势并纬度加权后的欧亚中高纬地区冬季地表气温求取距平，然后进行经验正交函数 (Empirical Orthogonal Function, 简称 EOF) 分解，并将第二模态相应的主成分 (PC2) 定义为 WACE 指数。由于 GISS 提供的地表气温资料在 80°N 以北缺测，此套数据计算出的 WACE 指数相较传统 WACE 指数的计算范围偏小。因此，我们分别采用 GISS 与 20CR 两套数据的地表气温计算 WACE 指数，比较两套资料描述 WACE 模态的能力。其中，GISS 地表气温进行 EOF 分解的范围是 0~150°E, 20°~80°N；20CR 地表气温进行 EOF 分解的范围是 0~150°E, 20°~90°N。为判断 EOF 分析所得模态是否相互独立，我们使用 North 方法进行显著性检验 (North et al., 1982)。

对 WACE 指数进行滑动平均、滑动 t 检验、墨西哥小帽小波分析获得 WACE 年代际变化特征。我们还使用差值分析以及 21 年滑动平均以后的相关分析获得与 WACE 的年代际变化相联系的大气环流以及北大西洋海温异常。对于 21 年滑动平均以后的序列 A 与序列 B 的

相关分析，我们计算有效自由度 n' ：

$$n' = \frac{n}{1+2\sum_{i=1}^{10} a_i b_i} \quad (4)$$

其中 n 为样本数， a_i 为序列 A 自相关系数， b_i 为序列 B 自相关系数， i 为滞后时长（Quenouille, 1952）。根据有效自由度来计算相关系数的显著性检验的阈值。差值分析与相关分析均使用 Student's t 检验方法进行显著性检验。

为分析 WACE 年代际变化的主要影响因素，我们根据温度倾向方程：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T - \omega \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial P} - \frac{1}{C_p \rho} \right) + \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad (5)$$

分别讨论温度平流、垂直运动及非绝热加热对北极及欧亚大陆地表气温的影响。其中， $-\mathbf{V} \cdot \nabla T$ 为温度平流， \mathbf{V} 表示水平风速， T 表示气温； $-\omega \cdot (\partial T / \partial P - 1 / C_p \rho)$ 为垂直运动引起的温度变化， ω 表示 P 坐标下的垂直速度， $\partial T / \partial P$ 表示温度随气压的变化，定压比容 $C_p = 1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ，标准大气密度 $\rho = 1.29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ； \dot{Q} / C_p 为非绝热加热率，我们利用地表辐射与感热和潜热通量对非绝热加热率作定性估计，方向取向上为正；另外，水汽可能通过影响非绝热加热，进而对地表气温产生影响（Park et al., 2015; Woods and Caballero., 2016），因此我们计算了水汽通量 $q\mathbf{V}$ 及水汽通量散度 $\nabla \cdot q\mathbf{V}$ ， q 表示比湿， \mathbf{V} 表示水平风速。

为了研究阻塞发生频率，我们参照 Tibaldi and Molteni（1990）及 Davini et al. (2012)定义阻塞指数：

$$G_n = \frac{Z(\lambda_0, \varphi_n) - Z(\lambda_0, \varphi_0)}{\varphi_n - \varphi_0} \quad (6)$$

$$G_s = \frac{Z(\lambda_0, \varphi_0) - Z(\lambda_0, \varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s} \quad (7)$$

其中经度 λ_n 纬度 φ_0 为 $30^\circ \sim 75^\circ$ ， $\varphi_s = \varphi_0 - 15^\circ$ ， $\varphi_n = \varphi_0 + 15^\circ$ ， $\Delta = -4^\circ, 0, 4^\circ$ ， Z 为位势高度，当 $G_n < -10$ 且 $G_s > 0$ 时判断当日 (λ_0, φ_0) 发生阻塞，冬季（12月1日~次年2月28日）发生阻塞的次数，占整个冬季的比例为冬季阻塞发生频率。

2.3 模式试验

本文利用美国国家大气研究中心（National Center for Atmosphere Research, 简称 NCAR）研制的 NCAR CAM3.0 模式探究北大西洋海温异常对大气环流及 WACE 年代际变化的影响。该模式为全球大气环流模式，水平分辨率为 T42，即纬向均匀分布 128 个格点，经向分布 64 个高斯格点，垂直方向为 σ -p 混合坐标，共 26 层，模式层顶为 2.917hPa（Collins et al., 2004）。我们设计了控制试验及敏感性试验，分析冬季北大西洋关键区（区域 1： $60^\circ\text{W} \sim 20^\circ\text{W}$ ， $50^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 与区域 2： $55^\circ\text{W} \sim 45^\circ\text{W}$ ， $25^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ ）海温正异常影响下的大气环流及地表气温变化。

控制试验：采用模式提供的多年平均气候态海温场作为外强迫，积分五十年，将模式输出的气象要素的后三十年平均作为控制试验的结果。

敏感性试验：在模式提供的多年平均气候态海温的基础上，将冬季北大西洋关键区海温叠加正异常，其他区域仍使用气候态海温。我们将此海温异常场作为外强迫，积分五十年，将模式输出的气象要素的后三十年平均作为敏感性试验的结果。

敏感性试验与控制试验结果的差值场可以反映冬季北大西洋关键区海温正异常影响下的大气环流及地表气温的异常。

3 WACE 的年代际变化和相应的大气环流异常

3.1 WACE 的年代际变化特征

观测资料显示, 1910/1911~2019/2020 年冬季全球平均地表气温具有变暖趋势 (图 1a)。CMIP6 模式集合平均序列反映外强迫的影响 (Dai et al., 2015)。因此, 计算 WACE 模态及指数前, 我们利用模式集合平均序列对地表气温去除趋势, 即去除外强迫对地表气温内部自然变率的影响。

图 1 CMIP6 模式 Historical 试验集合平均与观测的 (a) 1910/1911~2019/2020 年冬季全球平均地表气温距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 与 (b) 1910/1911~2013/2014 年冬季全球平均海温距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 三年滑动平均, 平均时段为 1960/1961~1989/1990 年冬季。黑色实线为观测, 蓝色实线为模式集合平均。

Fig. 1 Time series of CMIP6 models ensemble mean and the observed anomalies of (a) 1910/1911~2019/2020 three-year moving average of global mean surface temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) during boreal winter of 1910/1911~2019/2020 and (b) three-year moving average of sea surface temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) during boreal winter of 1910/1911~2013/2014, and the average time period is 1960/1961~1989/1990 winter. The black solid line is the observation, and the blue solid line is the models ensemble mean.

首先, 我们比较 GISS 与 20CR 两套资料对 WACE 模态的描述能力。对来源于 GISS 观测资料的 1910/1911~2019/2020 年欧亚大陆中高纬地区 ($0^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$) 冬季地表气温距平进行 EOF 分析, 第一模态为欧洲大陆温度一致变化型, 解释方差为 39.0% (图 2a); 第二模态为欧亚大陆和北极温度反向变化型, 解释方差为 20.6% (图 2c)。这两个 EOF 模态通过了 North 检验, 说明它们是相互独立和正交的 (North et al., 1982)。利用 20CR 再分析资料, 将 1910/1911~2013/2014 年欧亚中高纬地区 ($0^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$) 冬季地表气温距平进行 EOF, 得到与 GISS 资料相似模态 (图 2e 与 2g), 第一模态解释方差为 28.7%; 第二模态解释方差为 13.6%, 两个模态同样通过 North 检验。GISS EOF 第一模态主成分 (GISS PC1) (图 2b) 与 20CR EOF 第一模态主成分 (20CR PC1) (图 2f) 相关系数为 0.91, GISS PC2 (图 2d) 与 20CR PC2 (图 2h) 相关系数为 0.82, 均通过 0.01 显著性 t 检验。总的来说, 两套资料的结果与以前的研究结果相符合 (Mori et al., 2014; Sung et al., 2018), 但是 GISS 资料的第一模态和第二模态所占的解释方差更高。由于 GISS 为观测资料, 可信度更高, 我们之后的分析将使用根据 GISS 资料计算的 WACE 指数。

图 2 冬季地表气温距平场经验正交分解 (EOF) 的 (a, e) 第一模态及 (b, f) 主成分 (PC1), (c, g) 第二模态及 (d, h) 主成分 (PC2)。(a, b, c, d) 使用 1910/1911~2019/2020 年 GISS 观测资料; (e, f, g, h) 使用 1910/1911~2013/2014 年 20CR 再分析资料。

Fig. 2 Surface temperature anomaly field EOF (a, e) the first mode and (b, f) time coefficient (PC1), and (c, g) the second mode and (d, h) time coefficient during boreal winter, (a, b, c, d) using GISS observation data for period of 1910/1911~2019/2020; (e, f, g, h) using 20CR reanalysis data for period of 1910/1911~2013/2014.

经小波分析发现, WACE 指数具有 20 年、70 年左右的显著振荡周期, 20 年振荡周期在 1935、1965、1975、2000 年左右显著 (图 3)。通过 11 年滑动平均与 11 年滑动 t 检验, 得到 WACE 的年代际跃变点为: 1929 年、1940 年、1958 年、1967 年、1978 年、2005 年 (图 4)。其中, 1940 年虽为显著跃变点, 但其 11 年滑动平均序列在 1929~1957 年处于正值, 并且 1958 年这个跃变点仍然处于 1940 年跃变的下方。因此, 我们将 WACE 的年代际位相划分为: P1 (1929~1957 年), P2 (1958~1966 年), P3 (1967~1977 年), P4 (1978~2004 年), P5 (2005 年以后) 5 个时期, 其中 P1、P3、P5 为正位相, P2、P4 为负位相, 这里的 1929 年指 1928/1929 年冬季, 其余年份以此类推。

图3 1910/1911~2019/2020年 GISS 资料计算的冬季 WACE 指数墨西哥小帽小波分析, 其中黑色粗实线表示通过 0.1 显著性水平的白噪音检验。水平黑色点划线表示显著振荡周期。

Fig. 3 The wavelet analysis of Mexican cap WACE index calculated from GISS datasets for period of 1910/1911~2019/2020 during boreal winter, the black thick line indicates passing the significance level of 0.1 white noise test. Black dotted line indicates the significant oscillation periods.

图4 1910/1911~2019/2020年冬季 (a) WACE 指数 (黑色曲线) 及 11 年滑动平均 (橙色曲线) 和 (b) WACE 指数的 11 年滑动 t 检验 (蓝色曲线), 黑色水平实线为 0.1 显著性水平。

Fig. 4 (a) The WACE index (black) and 11yr moving average (orange) and (b) 11yr moving t-test of WACE Index during boreal winter from 1910/1911 to 2019/2020. The black solid line is the significance level of 0.1.

3.2 WACE 不同年代际位相时期大气环流异常

为了获得导致 WACE 年代际变化的异常大气环流型, 我们对 WACE 正、负位相的冬季大气环流场进行差值分析。结果表明, WACE 正位相时, 500hPa 及 200hPa 欧亚中高纬地区存在显著的位势高度正异常, 也即欧亚地区极涡强度在 WACE 正位相时期异常减弱。200hPa 风场中欧亚中高纬地区存在异常反气旋 (图 5a); 对于低层, 海平面气压场上表现为欧洲大陆高压异常增强, 伴随 850hPa 风场在欧亚中高纬地区存在异常反气旋 (图 5b)。因此, WACE 正位相时期, 大气环流最显著的特征是欧亚中高纬地区由低层至高层的异常高压, 并且异常高压中心随高度向北极倾斜。

图5 WACE 正、负位相时期冬季 (a) 200hPa 位势高度场 (阴影, 单位: gpm) 及 200hPa 风场 (矢量箭头, 单位: $m \cdot s^{-1}$) 和 500hPa 位势高度场 (等值线, 单位: gpm); (b) 海平面气压 (阴影, 单位: Pa) 和 850hPa 风场 (矢量箭头, 单位: $m \cdot s^{-1}$) 的差值。打点及紫色等值线表示阴影通过 0.1 显著性 t 检验; 箭头表示纬向风场通过 0.1 显著性 t 检验。

Fig. 5 Difference of winter circulation between positive and negative phases of WACE, (a) 200hPa potential height field (shadow, units: gpm), and 200hPa wind field (vector arrow, units: $m \cdot s^{-1}$), and 500hPa potential height field (contour, units: gpm); (b) sea level pressure (shadow, units: Pa), and 850hPa wind field (vector arrow, units: $m \cdot s^{-1}$). Black dots and purple contour area passed the t-test of 0.1 significance level. For the wind field, arrows indicate that the zonal wind field passed the t-test of 0.1 significance level.

为分析影响 WACE 年代际变化的主要因素, 我们首先诊断了冬季 950hPa 温度平流在 WACE 正、负位相的差值, 发现在 WACE 年代际正位相时, 北极存在显著异常暖平流, 欧亚大陆存在显著异常冷平流 (图 6a), 因此, 温度平流可能是导致 WACE 发生年代际变化的原因之一。另外, 我们诊断 950hPa 垂直运动导致的温度变化在 WACE 正、负位相的差值, 发现 WACE 年代际正位相时, 西伯利亚地区存在由垂直运动导致的温度正负异常交替分布的特征 (图 6b), 但这与 WACE 模态不一致, 说明 WACE 的年代际变化可能与垂直运动导致的加热关联较小。

我们进一步对 WACE 正、负位相时期地表辐射通量及感热和潜热通量进行差值分析, 取向上为正, 结果表明 WACE 年代际正位相时, 北极大部分地区的地表感热通量为负异常, 新地岛以东的小部分极区地表感热通量为正异常但未通过显著性检验, 欧亚大陆地表感热通量为正异常 (图 6c)。这说明在北极地区, 大气向地表传输感热, 而在欧亚大陆, 地表向大气传输感热, 即北极大气并未得到地表传输的感热, 欧亚大陆的大气得到地表传输的感热。这意味着感热不会造成北极地表气温增加以及欧亚大陆地表气温降低, 可能不是导致 WACE 发生年代际变化的主要原因。另外, 在 WACE 年代际正位相时, 新地岛以东的地表潜热通

量为显著正异常，新地岛以西为负异常，欧亚大陆的地表潜热通量为显著负异常（图 6d），说明潜热可能是影响 WACE 年代际变化的原因之一。因此，WACE 的年代际变化可能受到潜热的影响，而感热可能不是导致其发生年代际变化的主要因素。

地表净长波辐射通量的差值分析表明，在 WACE 年代际正位相时，北极存在地表净长波辐射显著负异常，而欧亚大陆存在显著正异常（图 6e），这可能说明极区大气吸收并向下放射长波辐射，对北极大气起到保温作用，而欧亚大陆反之。另外，在 WACE 年代际正位相时，地表净短波辐射在北极地区无显著异常，在欧亚大陆存在负异常（图 6f），这可能是欧亚大陆地表气温负异常的原因之一。

通过上面的分析，我们发现温度平流、长波辐射和潜热造成的非绝热加热可能是导致 WACE 年代际变化的主要影响因素，短波辐射可能主要影响欧亚大陆气温，而对北极地表气温异常的影响较小，感热可能不是使 WACE 发生年代际变化的主要因素。长波辐射、潜热与水汽的关联十分密切，水汽吸收长波辐射，使大气对于长波辐射的透过率降低，可能导致向下长波辐射的异常，对大气起到保温作用（Park et al., 2015; Woods and Caballero, 2016），同时，水汽的异常还可能影响降水的异常，降水进一步影响云的形成以及潜热释放（秦大河，2018; 郑彬等，2019）。

通过诊断整层水汽通量及散度在 WACE 正、负位相的差值发现，WACE 正位相时，欧亚大陆有向西的异常水汽输送，欧亚大陆西北部的水汽向极区输送，极区存在显著的水汽辐合。同时，大西洋向欧亚大陆平流的水汽减少，欧亚中纬度地区出现显著的水汽辐散（图 6g）。另外，WACE 正位相时，极区降水正异常，有利于潜热释放；欧亚大陆降水负异常，不利于潜热释放（图 6h）。综上，WACE 正位相时，北极地区水汽辐合且降水正异常，可能造成向下长波辐射增加以及潜热的释放导致极区增温；与此同时，欧亚大陆水汽辐散并出现降水负异常，可能导致向下长波辐射减少且不利于潜热释放，进而欧亚大陆温度偏低。

图 6 WACE 正、负位相时期冬季 (a) 950hPa 温度平流 (单位: $10^{-5}K \cdot s^{-1}$)、(b) 950hPa 垂直运动导致的温度变化 (单位: $10^{-5}K \cdot s^{-1}$)、(c) 地表感热通量 (单位: $W \cdot s^{-1}$)、(d) 地表潜热通量 (单位: $W \cdot s^{-1}$)、(e) 地表净长波辐射通量 (单位: $W \cdot m^{-2}$)、(f) 地表净短波辐射通量 (单位: $W \cdot s^{-1}$)、(g) 整层 (1000~300hPa) 水汽通量 (箭头, 单位: $kg \cdot m^{-1}s^{-1}$) 及散度 (阴影, 单位: $10^{-6}kg \cdot m^{-2}s^{-1}$)、(h) 地表降水率 (单位: $mm \cdot s^{-1}$) 的差值。打点阴影区域通过 0.1 显著性 t 检验。

Fig. 6 Difference of (a) temperature advection of 950hPa (units: $10^{-5}K \cdot s^{-1}$), and (b) temperature change due to vertical motion of 950hPa (units: $10^{-5}K \cdot s^{-1}$). (c) Surface sensible heat flux (units: $W \cdot s^{-1}$), (d) surface latent heat flux water vapor flux (units: $W \cdot s^{-1}$), (e) Net surface long-wave radiation flux (units: $W \cdot s^{-1}$), (f) Net surface short-wave radiation flux (units: $W \cdot s^{-1}$), (f) water vapor flux (arrows, units: $kg \cdot m^{-1}s^{-1}$) in the whole layer and its divergence (shadow,units: $10^{-6}kg \cdot m^{-2}s^{-1}$), (g) surface precipitation rate (units: $mm \cdot s^{-1}$) between positive and negative phases of WACE., ; Black dots area passed the t-test of 0.1 significance level

为了探讨阻塞发生的频率和 WACE 年代际变化之间的关系，本文将 WACE 正位相与负位相时期冬季阻塞发生频率进行差值，图 7 表明，在 WACE 正位相时， $40^{\circ}E \sim 80^{\circ}E$ 的中高纬地区冬季阻塞发生频率为正异常，显著的正异常中心位于 $60^{\circ}E$ 附近，即乌拉尔阻塞发生频率最高的经度(Diao et al., 2006)。乌拉尔阻塞发生频率偏高，一方面意味着阻塞的维持使暖空气向极区输送而导致极区增暖，另一方面表示冷空气侵袭欧亚大陆更加频繁，可能导致了欧亚大陆降温（Luo et al., 2016）。

图 7 WACE 正、负位相时期冬季阻塞发生频率 (单位: 次/天) 差值图, 阴影区域通过 0.1 显著性 t 检验。

Fig. 7 Difference of blocking frequency during boreal winter between positive and negative phases of WACE (units: freq/dd), Shading area passed the t-test of 0.1 significance level.

4 北大西洋海温与 WACE 年代际变化的联系

根据前面的分析, WACE 正位相时期, 水汽向极区输送, 影响向下长波辐射与潜热释放, 导致极区增暖, 欧亚大陆反之。北大西洋位于欧亚大陆上游地区, 向大气提供水汽, 且北大西洋海温具有显著的多年代际变化特征, 其年代际变化影响着北半球大部分地区的气候(秦大河, 2018)。这意味着北大西洋海温有可能通过中高纬的海气相互作用在 WACE 的年代际变化中起作用。1910/1911~2013/2014 年冬季全球平均海温与地表气温序列具有相似变暖趋势, 亦即 20 世纪 60 年代前海温变暖趋势较平缓, 60 年代后变暖趋势较陡峭(图 1b)。因此, 分析年代际尺度上 WACE 与北大西洋海温的联系前, 我们利用 CMIP6 模式数据对北大西洋海温去除趋势, 即去除外强迫对海温的影响, 着重研究海温的内部自然变率对 WACE 年代际变化的可能影响作用。

为了获得影响 WACE 年代际变化的海温关键区, 我们将 1910/1911~2013/2014 年去除外强迫并进行 21 年滑动平均后的冬季 WACE 指数及北大西洋海温进行相关分析, 结果表明北大西洋海温存在两个显著正相关区, 分别位于北大西洋中纬度和副热带地区(图 8a)。根据海温的两个显著正相关区, 定义北大西洋区域 1 ($60^{\circ}\text{W}\sim 20^{\circ}\text{W}$, $50^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$) 与区域 2 ($55^{\circ}\text{W}\sim 45^{\circ}\text{W}$, $25^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$) 的平均冬季海温为北大西洋海温指数 (NAS) (图 8b)。21 年滑动平均后的 WACE 与 NAS 指数相关系数为 0.75, 通过 0.1 显著性 t 检验, 表明两者在年代际时间尺度上有着密切的联系。另外, 我们将 21 年滑动平均后的 NAS 指数与大气环流场进行相关分析, 发现结果与影响 WACE 年代际变化的大气环流特征相似(图略)。

图 8 1910/1911~2013/2014 年 (a) 21 年滑动平均后的 WACE 指数与冬季海温相关系数及 (b) 21 年滑动平均的 WACE 指数 (橙色曲线) 及北大西洋区域 1 ($60^{\circ}\text{W}\sim 20^{\circ}\text{W}$, $50^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$) 与区域 2 ($55^{\circ}\text{W}\sim 45^{\circ}\text{W}$, $25^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$) 平均的北大西洋海温指数 (NAS), 红色实线为 NAS 指数 21 年滑动平均, 蓝色实线为 NAS 指数 11 年滑动平均, 橙色实线为 WACE 指数 21 年滑动平均。打点区域通过 0.1 显著性 t 检验。

Fig. 8 (a) The correlation coefficient between WACE index and winter Sea Surface Temperature after the 21yr moving average from 1910/1911 to 2013/2014, and (b) the Sea Surface Temperature index (NAS) of the North Atlantic region 1 ($60^{\circ}\text{W}\sim 20^{\circ}\text{W}$, $50^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$) and 2 ($55^{\circ}\text{W}\sim 45^{\circ}\text{W}$, $25^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$) average after the trend was removed. The solid red line is the 21yr moving average of NAS. The solid blue line is the 11yr moving average of NAS, the solid orange line is the 21yr moving average of WACE. The dot area passed the t-test of 0.1 significance level.

为了验证冬季北大西洋关键区的海温异常通过影响大气环流, 进而导致 WACE 的年代际变化, 我们利用 NCAR CAM3.0 模式设计了控制试验与敏感性试验, 图 9a 表示敏感性试验与控制试验的海温外强迫差值。由于 NCAR CAM3.0 模式是大气环流模式, 因此敏感性试验与控制试验结果的差值表示冬季北大西洋关键区海温的正异常对大气环流的影响。

冬季地表气温的模拟结果差值场显示, 欧亚的北极地区出现温度正异常, 贝加尔湖西侧大陆出现温度的负异常, 呈现北极暖而欧亚冷的特征(图 9b), 温度异常的中心位置较 WACE 整体偏南(图 2c)。这说明在冬季北大西洋关键区海温正异常的影响下, 下游的中高纬地表气温出现 WACE 模态, 数值模拟的结果较好。

图 9 (a) 叠加在气候态海温上的冬季海温异常强迫 (单位: K) 及 (b) 模式模拟的冬季地表气温的差值 (敏感性试验结果减控制试验结果, 单位: K)

Fig. 9 (a) Winter SST anomaly forcing superimposed on SST of climatic states (units: K). and (b) the difference of simulated surface air temperature (sensitivity experiment results minus control experiment results, units:K).

前面已经获得导致 WACE 年代际变化的大气环流异常型, 为了验证冬季北大西洋关键区海温的年代际变化是否导致了这种大气环流异常, 我们将 200hPa 风场和地表气压进行敏感性试验与控制试验的差值, 发现关键区海温正异常导致北大西洋东侧的西欧大陆 200hPa 产生异常气旋性环流 (图 10a), 地表气压负异常 (图 10b), 欧亚大陆中高纬地区出现异常反气旋性环流, 贝加尔湖西侧出现东风异常 (图 10a), 地表欧亚大陆高压增强 (图 10b), 导致冷空气容易侵袭欧亚大陆导致大陆降温。这与 WACE 正位相时期大气环流场的特征相似。

图 10 模式模拟的冬季 (a) 200hPa 水平风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 及 (b) 地表气压 (单位: Pa) 差值 (敏感性试验结果减控制试验结果)。

Fig. 10 Difference of simulated (a) 200hPa horizontal wind (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and (b) surface pressure (units: Pa, control experiment results minus sensitivity experiment results)

在前面的统计分析中, 我们发现水汽可能是影响 WACE 年代际变化的重要原因。因此, 我们利用数值试验来验证冬季北大西洋关键区海温正异常是否能影响水汽输送。我们将敏感性试验与控制试验的整层水汽通量及散度进行差值, 发现关键区海温正异常导致非洲北侧的西欧大陆出现水汽的气旋式输送, 而欧亚大陆出现反气旋式水汽输送, 二者相互配合, 导致水汽向极区输送造成极区水汽辐合, 而阻挡水汽向欧亚大陆平流进而导致欧亚大陆水汽辐散 (图 11), 这与 WACE 正位相时期水汽输送特征相似。这表明了冬季北大西洋关键区海温正异常通过影响水汽输送, 进而导致了极区增温, 欧亚大陆降温。综上, 统计分析与数值试验结果充分说明了, WACE 的年代际变化与北大西洋关键区海温存在密切联系。

图 11 模式模拟的冬季整层 (1000~300hPa) 水汽通量 (箭头, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 及水汽通量散度差值 (阴影, 单位: $10^{-6} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) (敏感性试验结果减控制试验结果)

Fig. 11 Difference of simulated water vapor flux in the whole layer (1000~300hPa) and its divergence (units: Pa, control experiment results minus sensitivity experiment results)

5 结果与讨论

本文利用 CMIP6 模式数据集合平均得到的全球平均地表气温与海温序列, 去除人类活动等外部强迫影响作用后, 研究年代际时间尺度上 WACE 模态的内部变率及其成因。在获得 WACE 不同年代际位相时期大气环流场异常型的基础上, 进一步揭示了北大西洋海温异常影响 WACE 年代际变化的物理机制并用数值模式加以验证。主要得到以下结论:

(1) GISS 与 20CR 资料计算的冬季 WACE 模态与指数大致相同, 两套资料得到的 WACE 指数相关系数为 0.82。1910/1911~2019/2020 年 WACE 指数具有显著的年代际变化特征, 其显著振荡周期为 20 年、70 年左右, 其在 1929 年、1940 年、1958 年、1967 年、1978 年、2005 年发生年代际跃变。因此, 结合 11 年滑动平均以及滑动 t 检验结果, 在年代际尺度上将 WACE 划分为五个位相: P1 (1929~1957 年), P2 (1958~1966 年), P3 (1967~1977 年), P4 (1978~2004 年), P5 (2005 年以后), 其中 P1、P3、P5 为正位相, P2、P4 为负位相。

(2) WACE 正位相时期, 欧亚中高纬地区存在一个异常的高压, 高压中心随高度向北极倾斜, 呈现正压结构。具体而言, 在对流层低层, 欧亚大陆海平面气压异常增强, 伴随着 850hPa 的异常反气旋; 在对流层中高层, 欧亚极涡异常减弱, 相应的 200hPa 风场存在异常

反气旋。另外,在 WACE 正位相时期, $40^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 阻塞发生频率偏高,有利于热量向极区输送,极区存在异常暖平流,且欧亚大陆中高纬反气旋环流向极区输送水汽,极区水汽辐合,向下长波辐射增加,对流活动增加使得潜热释放产生非绝热加热,有利于极区增暖。同时,阻塞频繁发生使得极区冷空气更易入侵欧亚大陆,欧亚大陆存在异常冷平流,且水汽由大陆西北侧向极区输送,导致欧亚大陆水汽辐散,进而向下长波辐射减小,对流活动减少不利于潜热释放,导致欧亚大陆变冷。

(3) 数值模拟结果表明,冬季北大西洋中纬度及副热带地区海温的年代际变化可以通过强迫低层与高层异常大气环流型,进而导致 WACE 的年代际变化。冬季北大西洋关键区海温处于正异常时,海温异常通过海气相互作用强迫出下游西欧地区的气旋性环流以及欧亚大陆反气旋性环流,有利于水汽向极区输送,使得极区增暖;此外,欧亚大陆 $50^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 出现异常东北风,冷空气更容易侵袭欧亚大陆,同时大西洋向东的水汽输送受到阻碍,欧亚大陆水汽辐散,导致欧亚大陆温度负异常。

研究表明,极涡在近几年向欧亚大陆偏移并减弱,对欧亚大陆温度降低具有贡献 (Zhang et al. 2016)。作为北半球主要环流系统之一,极涡配合北极涛动 (Arctic Oscillation, 简称 AO)、北大西洋涛动 (North Atlantic Oscillation, 简称 NAO) 及阻塞高压等系统影响着欧亚地区气候 (张恒德等, 2008; 蓝柳茹与李栋梁, 2016)。根据本文研究,近几年 WACE 处于年代际正位相,正好与极涡的年代际减弱相对应。

值得注意的是,AMO 与格陵兰海冰在周期为 60-90 年的时间尺度上存在协同变化,且 AMO 与 PDO 的位相共变可能是二十世纪初北极变暖的原因 (Miles et al., 2014; Tokinaga et al., 2017),这说明 AMO 可能与 WACE 存在联系。为了对比 AMO 以及 NAS 指数对 WACE 年代际变化的不同影响作用,我们计算了去除外强迫后 21 年滑动平均后的冬季 AMO 指数与同期 WACE 指数的相关,相关系数为 0.61,未通过 0.1 显著性 t 检验。这可能由于 AMO 的周期为 65~80 年并且 AMO 指数的计算方式为北大西洋海温的整体区域平均 (李双林等, 2009)。这可能导致北大西洋海温中 20 年左右较短周期的年代际变化信息被掩盖。因此,本文选择与 WACE 年代际尺度上相关性最显著的区域,探究北大西洋海温与 WACE 年代际变化的物理联系。

通过本文的研究,我们对 WACE 年代际变化特征及物理机制有了更深刻的认识,并从气候系统内部变率的角度,利用大气环流模式探讨了北大西洋海温对 WACE 年代际变化的影响,未来需要深入研究北大西洋海温影响 WACE 年代际变化的机制。另外, WACE 年代际变化的成因仍有许多问题值得讨论。例如,洋流输送是否影响了 WACE 的年代际变化? 北大西洋海温是否与太平洋地区海温相配合,进而影响 WACE 年代际变化? WACE 的年代际变化对中国寒潮、暴雪等极端事件的发生有什么影响? 我们将利用更丰富的资料,对 WACE 年代际变化成因及影响进行探究。

致谢: 我们真诚地感谢陈军明副研究员对数值模式试验的指导与帮助,使我们的研究工作得以顺利开展。同时真诚感谢审稿专家对我们的工作提供的宝贵建议与思路,使我们的研究工作得到很大改进。

Acknowledgements: We would like to express our sincere thanks to Prof. Chen Junming for the guidance and help in the numerical model experiment, which enabled us to carry out our research work smoothly. we also sincerely thank the reviewers for their valuable suggestions and thoughts on our work, which greatly improves our research work.

参考文献 (References)

- Bengtsson L, Semenov V A, Johannessen O M. 2004. The early twentieth-century warming in the arctic—a possible mechanism [J]. *Journal of Climate*, 17(20): 4045–4057. doi: 10.1175/1520-0442(2004)0172.0.CO;2
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model(CAM 3.0), Technical Report NCAR/TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research[R]. Boulder, Colorado, 2004: 210.
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(654): 1–28. doi: 10.1002/qj.776
- Cohen J, Zhang X, Francis J, et al. 2019. Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather[J]. *Nat. Clim. Chang.* 10(1): 20–29. doi: 10.1038/s41558-019-0662-y
- 丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系[J]. *气象学报*, 66(05):158-175. Ding Yihui, Wang Zunya, Song Yafang, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming[J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66(05):158-175. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2008.05.014
- Davini P, Cagnazzo C, Gualdi S, et al. 2012. Bidimensional diagnostics, variability, and trends of Northern Hemisphere blocking[J]. *Journal of Climate*, 25(19): 6496–6509. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00032.1
- Dai A, Fyfe J C, Xie S P, et al. 2015. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability[J]. *Nature Climate Change*, 5(6):555-559. doi: 10.1038/nclimate2605
- Dong B, Dai A. 2015. The influence of the Interdecadal Pacific Oscillation on Temperature and Precipitation over the Globe[J]. *Climate dynamics*, 45(9):2667-2681. doi: 10.1007/s00382-015-2500-x
- 顾雷, 魏科, 黄荣辉. 2008. 2008 年 1 月我国严重低温雨雪冰冻灾害与东亚季风系统异常的关系[J]. *气候与环境研究*, 13(4):405-418. Gu Lei, Wei Ke, Huang Ronghui. 2008. Severe Disaster of Blizzard, Freezing Rain and Low Temperature in January 2008 in China and Its Association with the Anomalies of East Asian Monsoon System[J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13(4):405-418. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.06
- Graversen R G, Mauritsen T, Tjernstroem M, et al. 2008. Vertical structure of recent Arctic warming[J]. *Nature*, 451(7174):53-56. doi: 10.1038/nature06502
- 韩哲, 李双林, 李琛, 等. 2014. 2008 年和 2012 年冬季欧洲气候的差异及成因[J]. *地球物理学报*, 57(03):727-737. Han Zhe, Li Suanglin, Li Chen, et al. 2014. The differences and causes of European climate between 2008 and 2012 winter. *Chinese J. Geophys(in Chinese)*, 57(3):727-737. doi: 10.6038/cjg20140304
- 何金海, 武丰民, 祁莉. 2015. 秋季北极海冰与欧亚冬季气温在年代际和年际尺度上的不同联系[J]. *地球物理学报*, 58(4):1089-1102. He Jinhai, Wu Fengmin, Qi Li, et al. 2015. Decadal/interannual linking between autumn Arctic sea ice and following winter Eurasian air temperature. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 58(4):1089-1102. doi: 10.6038/cjg20150401
- Inoue J, Hori M E, Takaya K. 2012. The role of barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-arctic cold-siberian anomaly[J]. *Journal of Climate*, 25(7), 2561-2568. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00449.1
- Jung O, Sung M K, Sato K, et al. 2017. How does the SST variability over the western North Atlantic Ocean control Arctic warming over the Barents–Kara Seas?[J]. *Environmental Research Letters*, 12(3):034021.
- Kug J S, Jeong J H, Jang Y S, et al. 2015. Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia[J]. *Nature Geoscience*, 8(10):759–762. doi: 10.1038/ngeo2517
- 李崇银, 杨辉, 顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析[J]. *气候与环境研究*, 13(2):113-122. Li Chongyin, Yang Hui, Gu Wei. 2008. Cause of Severe Weather with Cold Air, Freezing Rain and Snow over South China in January 2008.[J]. *Climate and Environmental Research*. 13(2):113-122. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.02.01
- 李双林, 王彦明, 郜永祺. 2009. 北大西洋年代际振荡(AMO)气候影响的研究评述[J]. *大气科学学报*, 32(03):458-465. Li Suanglin, Wang Yanming, Hao Yongqi. 2009. A Review of the Researches on the Atlantic Multidecadal Oscillation(AMO) and Its Climate Influence[J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*. 32(03):458-465. doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2009.03.014

- Liu J, Curry J A, Wang H, et al. 2012. Impact of declining arctic sea ice on winter snowfall[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(11), 4074-4079. doi: 10.1073/pnas.1114910109
- 李如琦, 唐治, 肉孜·阿基. 2015. 2010年新疆北部暴雪异常的环流和水汽特征分析[J]. *高原气象*, 34(1):155-162. Li Ruqi, Tang Ye, Rouzi AJI, 2015. Atmospheric Circulation and Water Vapor Characteristics of Snowstorm Anomalies in Northern Xinjiang in 2010[J]. *Plateau Meteorology*. 34(1):155-162.
- 蓝柳茹, 李栋梁. 2016. 西伯利亚高压的年际和年代际异常特征及其对中国冬季气温的影响[J]. *高原气象*, 35(3):662-674. Lan Liuru, Li Dongliang, 2016. Interannual and interdecadal anomaly features of Siberian high and their impact on winter temperature of China[J]. *Plateau Meteorology*, 35(3):662-674. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00163
- Luo D, Xiao Y, Yao Y, et al. 2016. Impact of ural blocking on winter warm arctic-cold eurasian anomalies. part i: blocking-induced amplification[J]. *Journal of Climate*.29(11):3925-3947. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0611.1
- Lenssen N J L, Schmidt G A, Hansen J E, et al. 2019. Improvements in the GISTEMP uncertainty model[J]. *Geophys. Res. Atmos.*, 124(12): 6307-6326. doi: 10.1029/2018JD029522
- Miles M W, Divine D V, Furevik T, et al. 2014. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice[J]. *Geophysical Research Letters*, 41(2):463-469. doi: 10.1002/2013GL058084
- Mori M, Watanabe M, Shiogama H, et al. 2014. Robust arctic sea-ice influence on the frequent eurasian cold winters in past decades[J]. *Nature Geoscience*, 7(12): 869-873. doi: 10.1038/NEGO2348
- Mccusker K E, Fyfe J C, Sigmond M. 2016. Twenty-five winters of unexpected eurasian cooling unlikely due to arctic sea-ice loss[J]. *Nature Geoscience*, 9(11):838-842. doi: 10.1038/ngeo2820
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(7): 699-706. doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<0.CO;2
- Nakanowatari, T, Sato K, and Inoue J. 2014. Predictability of the Barents Sea Ice in Early Winter: Remote Effects of Oceanic and Atmospheric Thermal Conditions from the North Atlantic[J]. *Journal of Climate*.27(23):8884-8901. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00125.1
- Overland J E, Wood K R, Wang M. 2011. Warm arctic—cold continents: climate impacts of the newly open arctic sea[J]. *Polar Research*, 30(1):15787. doi: 10.3402/polar.v30i0.15787
- Petoukhov V, Semenov V A. 2010. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents[J]. *Journal of Geophysical Research, Atmosphere*. 115(D21):1984-2012. doi: 10.1029/2009JD013568
- Park H S, Lee S, Son S W, et al. 2015, The Impact of Poleward Moisture and Sensible Heat Flux on Arctic Winter Sea Ice Variability[J]. *Journal of Climate*, 28(13):5030-5040. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0074.1
- Quenouille M H. 1952. *Associated Measurements*[M]. Academic Press, 242.
- 秦大河. 2018. 气候变化科学概论[M]. 北京: 科学出版社. 467. Qing Dahe, 2018. *Introduction to climate change science (in Chinese)* [M]. Beijing: Science Press. 467.
- 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]. *Geophys. Res.*108(D14):4407. doi: 10.1029/2002jd002670
- Sato K, Inoue J and Watanabe M. 2014. Influence of the gulf stream on the barents sea ice retreat and eurasian coldness during early winter[J]. *Environmental Research Letters*, 9(8):084009. doi: 10.1088/1748-9326/9/8/084009
- Sorokina S A, Li C, Wettstein J J, et al. 2016. Observed atmospheric coupling between barents sea ice and the warm-arctic cold-siberian anomaly pattern[J]. *Journal of Climate*, 29(2):495-511. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0046.1
- Sun L, Perlwitz J, Hoerling M. 2016. What caused the recent “warm arctic, cold continents” trend pattern in winter temperatures?[J]. *Geophysical Research Letters*, 43(10): 5345-5352. doi: 10.1002/2016GL069024
- Sung M K, Kim S H, Kim B M, et al. 2018. Interdecadal variability of the Warm Arctic and Cold Eurasia pattern and its North Atlantic origin[J]. *Journal of Climate*, 31 (15): 5793-5810. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0562.1
- Tibaldi S, and Molteni F. 1990. On the operational predictability of blocking[J]. *Tellus A*, 42(3), 343-365. doi: 10.1034/j.1600-0870.1990.t01-2-00003.x

- 唐国利, 王绍武, 闻新宇,等. 2011. 全球平均温度序列的比较[J]. 气候变化研究进展, 7(02):85-89. Tang Guoli, Wang Shaowu, Wen Xinyu, et al. 2011. Comparison of Global Mean Temperature Series[J]. Advances in Climate Change Research. 7(02):85-89. doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2011.02.002
- Tang Q, Zhang X, Yang X, et al. 2013. Cold winter extremes in northern continents linked to arctic sea ice loss[J]. Environmental Research Letters, 8(1):014036. doi: 10.1088/1748-9326/8/1/014036
- Tokunaga H , Xie S P , Mukougawa H. 2017. Early 20th-century Arctic warming intensified by Pacific and Atlantic multidecadal variability[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 114 (24) 6227-6232. doi: 10.1073/pnas.1615880114
- WMO. 2012. Cold spell in Europe and Asia in late winter 2011/2012[R]. WMO News.
- Woollings T, Harvey B, Masato G. 2014. Arctic warming, atmospheric blocking and cold european winters in cmip5 models[J]. Environmental Research Letters, 9(01): 014002. doi: 10.1088/1748-9326/9/1/014002
- Woods C and Caballero R. 2016. The Role of Moist Intrusions in Winter Arctic Warming and Sea Ice Decline.[J]. Journal of Climate, 29 (12): 4473–4485. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0773.1
- Wegmann M, Orsolini Y J, Zolina O. 2018. Warm Arctic–cold Siberia: comparing the recent and the early 20th-century Arctic warmings[J]. Environmental Research Letters, 13(02):025009. doi: 10.1088/1748-9326/aaa0b7
- 王遵娅,周波涛.2018. 影响中国北方强降雪事件年际变化的典型环流背景和水汽收支特征分析[J].地球物理学报, 61(07):2654-2666.Wang Zunya, Zhou Botao, 2018. Large-scale atmospheric circulations and water vapor transport influencing interannual variations of intense snowfalls in northern China[J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese),61(7):2654-2666. doi: 10.6038/cjg2018L0405
- 王岱, 孙银川, 游庆龙. 2020. 太平洋年代际振荡对中国冬季最低气温年代际变化的贡献[J]. 气候变化研究进展, 16(1):70-77. Wang Dai, Sun Yinchuan, You Qinglong. 2020. Contribution of Pacific Decadal Oscillation to interdecadal variability of winter minimum temperature in China[J]. Climate Change Research.16(1): 70-77. doi: 10.12006/j.issn.1673-1719.2019.075
- Yao Y, Luo D, Dai A, Simmonds I. 2017. Increased quasi-stationarity and persistence of winter ural blocking and eurasian extreme cold events in response to arctic warming. part i: insights from observational analyses[J]. Journal of Climate, 30 (10): 3549–3568.doi: 10.1175/JCLI-D-16-0261.1
- Yang J, Lin X, Xie S P, et al. 2020. Synchronized tropical Pacific and extratropical variability during the past three decades[J]. Nature Climate Change. 10(5):422-427.doi: 10.1038/s41558-020-0753-9
- 张恒德, 高守亭, 刘毅. 2008. 极涡研究进展[J]. 高原气象, 27(002):452-461. Zhang Hengde, Gao Shouting, Li Yi. 2008. Advances of Research on Polar Vortex[J]. Plateau Meteorology, 27(002):452-461.
- Zhang X, Sorteberg A, Zhang J, et al. 2008. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in arctic climate system[J]. Geophysical Research Letters, 35(22):L22701. doi: 10.1029/2008GL035607
- Zhang J, Tian W, Chipperfield M P. et al. 2016. Persistent shift of the arctic polar vortex towards the eurasian continent in recent decades[J]. Nature Climate Change.6(12):1094-1099. doi: 10.1038/nclimate3136
- 郑彬,黄燕燕,谷德军. 2019.局地水汽异常引起的非绝热加热对 2016/2017 年中国南方暖冬的影响[J].热带气象学报, 35(03):289-295. Zheng Bin, Huang Yanyan, Gu Dejun. 2019. Effect of diabatic heating induced by regional water vapor anomalies in 2016/2017 warm winter over the south of China [J]. Journal of Tropical Meteorology, 35(03):289-295. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2019.026

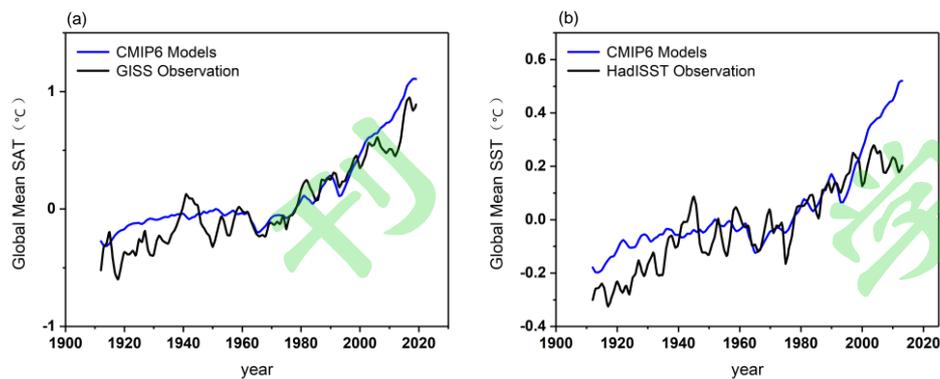


图 1 CMIP6 模式 Historical 试验集合平均与观测的 (a) 1910/1911~2019/2020 年冬季全球平均地表气温距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 与 (b) 1910/1911~2013/2014 年冬季全球平均海温距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 三年滑动平均, 平均时段为 1960/1961~1989/1990 年冬季。黑色实线为观测, 蓝色实线为模式集合平均。

Fig. 1 Time series of CMIP6 models ensemble mean and the observed anomalies of (a) 1910/1911~2019/2020 three-year moving average of global mean surface temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) during boreal winter of 1910/1911~2019/2020 and (b) three-year moving average of sea surface temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) during boreal winter of 1910/1911~2013/2014, and the average time period is 1960/1961~1989/1990 winter. The black solid line is the observation, and the blue solid line is the models ensemble mean.

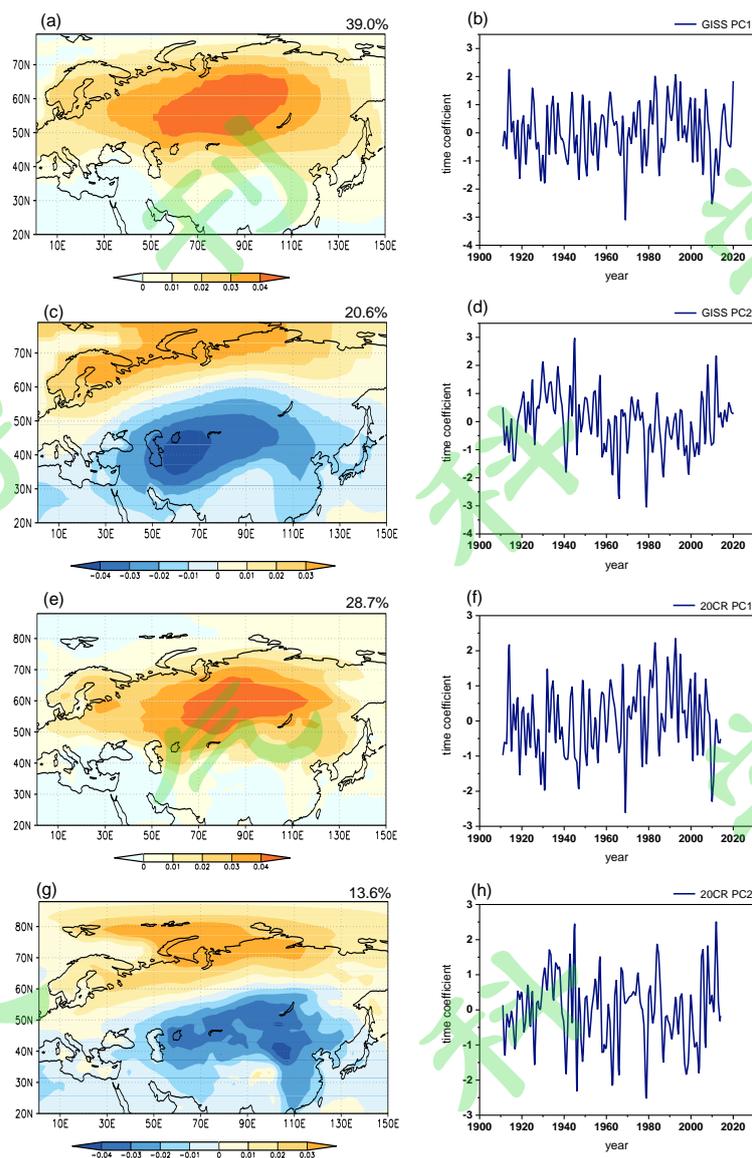


图 2 冬季地表气温距平场经验正交分解 (EOF) 的 (a, e) 第一模态及 (b, f) 主成分 (PC1), (c, g) 第二模态及 (d, h) 主成分 (PC2)。 (a, b, c, d) 使用 1910/1911~2019/2020 年 GISS 观测资料; (e, f, g, h) 使用 1910/1911~2013/2014 年 20CR 再分析资料。

Fig. 2 Surface temperature anomaly field EOF (a, e) the first mode and (b, f) time coefficient (PC1), and (c, g) the second mode and (d, h) time coefficient during boreal winter, (a, b, c, d) using GISS observation data for period of 1910/1911~2019/2020; (e, f, g, h) using 20CR reanalysis data for period of 1910/1911~2013/2014.

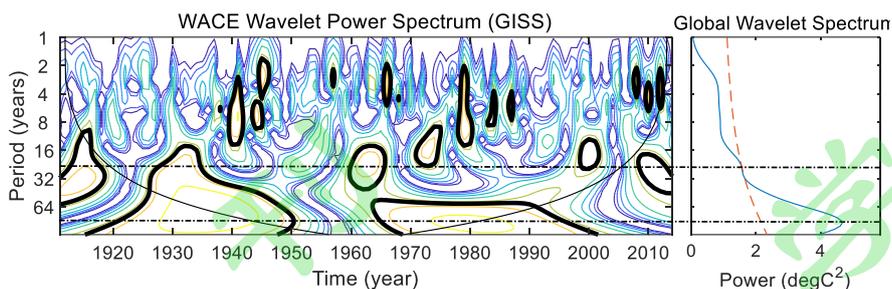


图3 1910/1911~2019/2020年GISS资料计算的冬季WACE指数墨西哥小帽小波分析,其中黑色粗实线表示通过0.1显著性水平的白噪音检验。水平黑色点划线表示显著振荡周期。

Fig. 3 The wavelet analysis of Mexican cap WACE index calculated from GISS datasets for period of 1910/1911~2019/2020 during boreal winter, the black thick line indicates passing the significance level of 0.1 white noise test. Black dotted line indicates the significant oscillation periods.

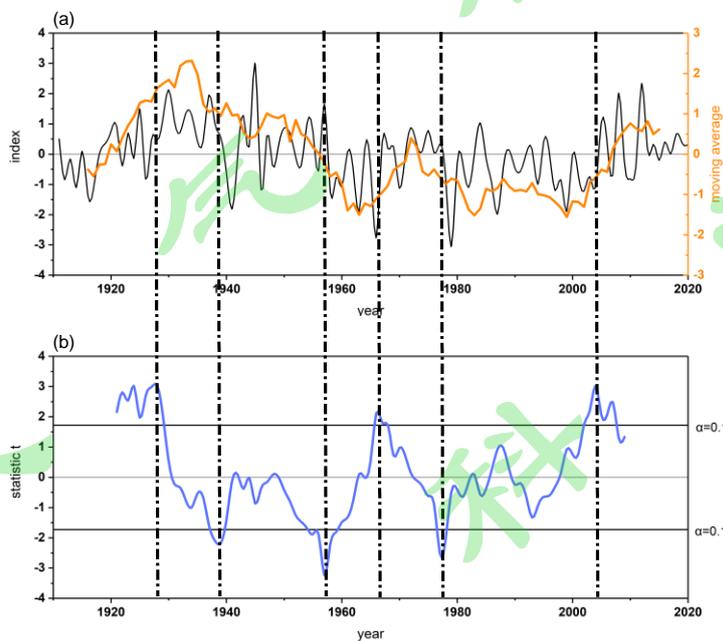


图4 1910/1911~2019/2020年冬季(a)WACE指数(黑色曲线)及11年滑动平均(橙色曲线)和(b)WACE指数的11年滑动t检验(蓝色曲线),黑色水平实线为0.1显著性水平。

Fig. 4 (a) The WACE index (black) and 11yr moving average (orange) and (b) 11yr moving t-test of WACE Index during boreal winter from 1910/1911 to 2019/2020. The black solid line is the significance level of 0.1.

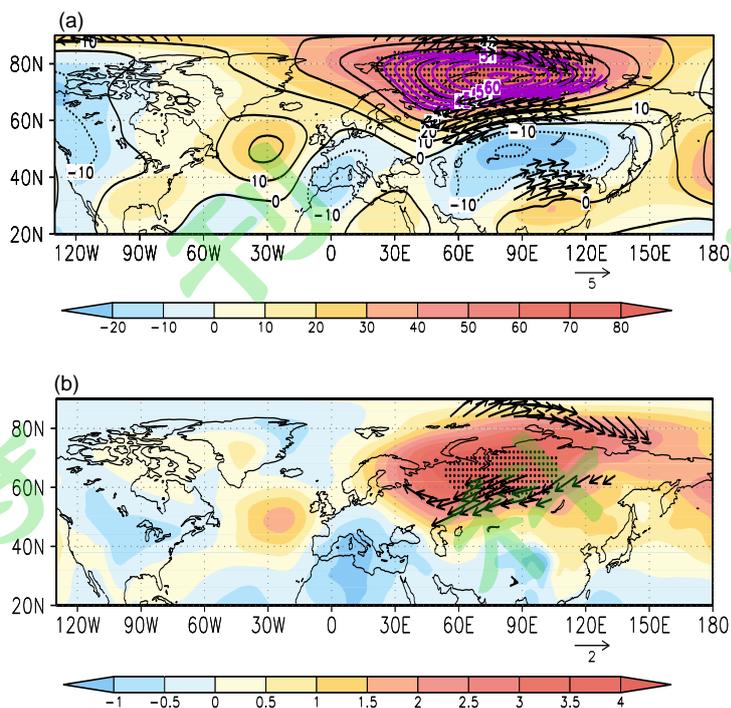


图5 WACE 正、负位相时期冬季 (a) 200hPa 位势高度场 (阴影, 单位: gpm) 及 200hPa 风场 (矢量箭头, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 500hPa 位势高度场 (等值线, 单位: gpm); (b) 海平面气压 (阴影, 单位: Pa) 和 850hPa 风场 (矢量箭头, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的差值。打点及紫色等值线表示阴影通过 0.1 显著性 t 检验; 箭头表示纬向风场通过 0.1 显著性 t 检验。

Fig. 5 Difference of winter circulation between positive and negative phases of WACE, (a) 200hPa potential height field (shadow, units: gpm), and 200hPa wind field (vector arrow, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and 500hPa potential height field (contour, units: gpm); (b) sea level pressure (shadow, units: Pa), and 850hPa wind field (vector arrow, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Black dots and purple contour area passed the t-test of 0.1 significance level. For the wind field, arrows indicate that the zonal wind field passed the t-test of 0.1 significance level.

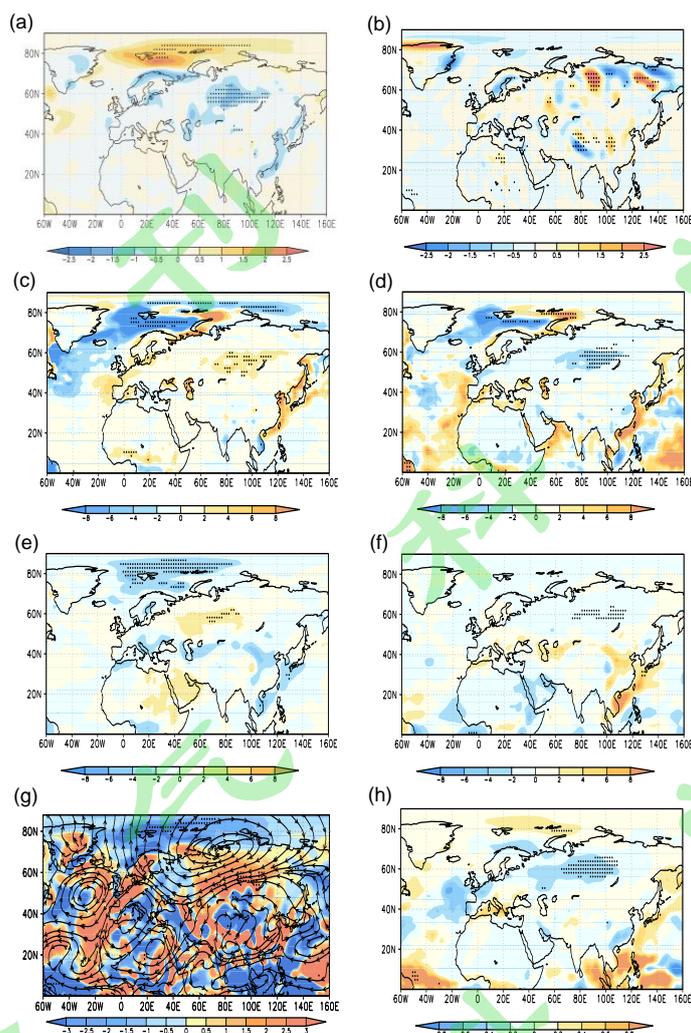


图 6 WACE 正、负位相时期冬季 (a) 950hPa 温度平流 (单位: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$)、(b) 950hPa 垂直运动导致的温度变化 (单位: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$)、(c) 地表感热通量 (单位: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$)、(d) 地表潜热通量 (单位: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$)、(e) 地表净长波辐射通量 (单位: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)、(f) 地表净短波辐射通量 (单位: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$)、(g) 整层 (1000~300hPa) 水汽通量 (箭头, 单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$) 及散度 (阴影, 单位: $10^{-6}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$)、(h) 地表降水率 (单位: $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) 的差值。打点阴影区域通过 0.1 显著性 t 检验。

Fig. 6 Difference of (a) temperature advection of 950hPa (units: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$), and (b) temperature change due to vertical motion of 950hPa (units: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$). (c) Surface sensible heat flux (units: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$), (d) surface latent heat flux water vapor flux (units: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$), (e) Net surface long-wave radiation flux (units: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$), (f) Net surface short-wave radiation flux (units: $\text{W}\cdot\text{s}^{-1}$), (f) water vapor flux (arrows, units: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$) in the whole layer and its divergence (shadow, units: $10^{-6}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$), (g) surface precipitation rate (units: $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) between positive and negative phases of WACE, ; Black dots area passed the t-test of 0.1 significance level

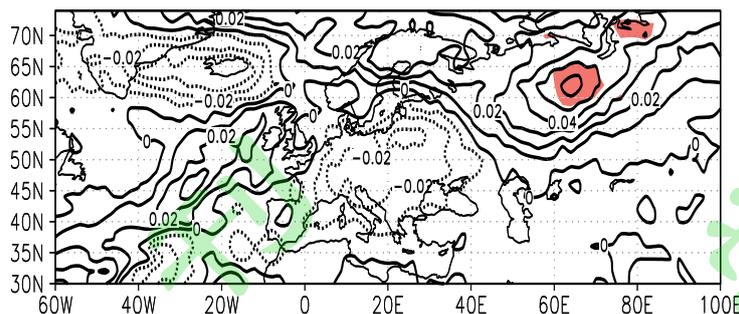


图7 WACE 正、负位相时期冬季阻塞发生频率(单位:次/天)差值图,阴影区域通过0.1显著性t检验。

Fig. 7 Difference of blocking frequency during boreal winter between positive and negative phases of WACE (units: freq/dd) , Shading area passed the t-test of 0.1 significance level.

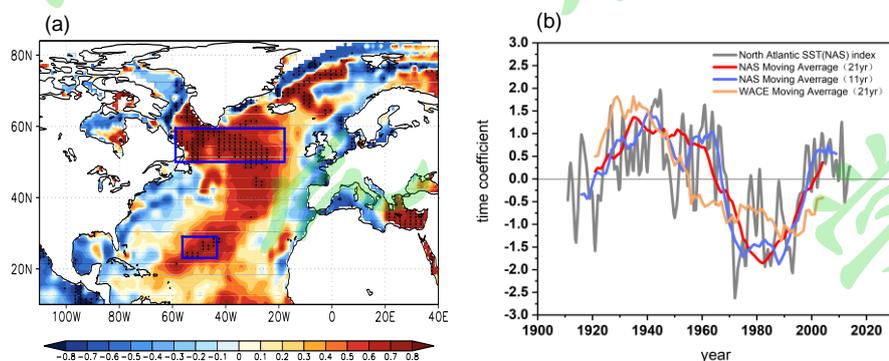


图8 1910/1911~2013/2014年(a) 21年滑动平均后的WACE指数与冬季海温相关系数及(b) 21年滑动平均的WACE指数(橙色曲线)及北大西洋区域1(60°W~20°W, 50°N~60°N)与区域2(55°W~45°W, 25°N~32°N)平均的北大西洋海温指数(NAS),红色实线为NAS指数21年滑动平均,蓝色实线为NAS指数11年滑动平均,橙色实线为WACE指数21年滑动平均。打点区域通过0.1显著性t检验。

Fig. 8 (a) The correlation coefficient between WACE index and winter Sea Surface Temperature after the 21yr moving average from 1910/1911 to 2013/2014, and (b) the Sea Surface Temperature index (NAS) of the North Atlantic region 1 (60°W~20°W, 50°N~60°N) and 2 (55°W~45°W, 25°N~32°N) average after the trend was removed. The solid red line is the 21yr moving average of NAS. The solid red line is the 21yr moving average of NAS, the solid red line is the 21yr moving average of NAS and the solid orange line is the 21yr moving average of WACE. The dot area passed the t-test of 0.1 significance level.

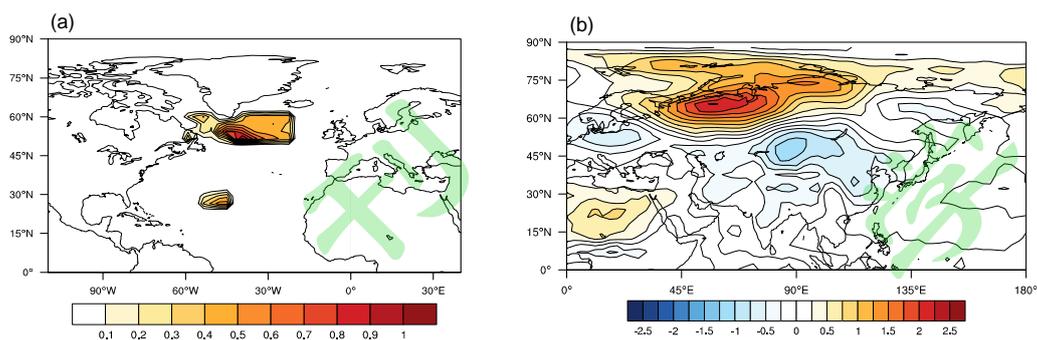


图9 (a) 叠加在气候态海温上的冬季海温异常强迫(单位: K)及(b)模式模拟的冬季地表气温的差值(敏感性试验结果减控制试验结果, 单位: K)

Fig. 9 (a) Winter SST anomaly forcing superimposed on SST of climatic states (units: K). and (b) the difference of simulated surface air temperature (sensitivity experiment results minus control experiment results, units:K).

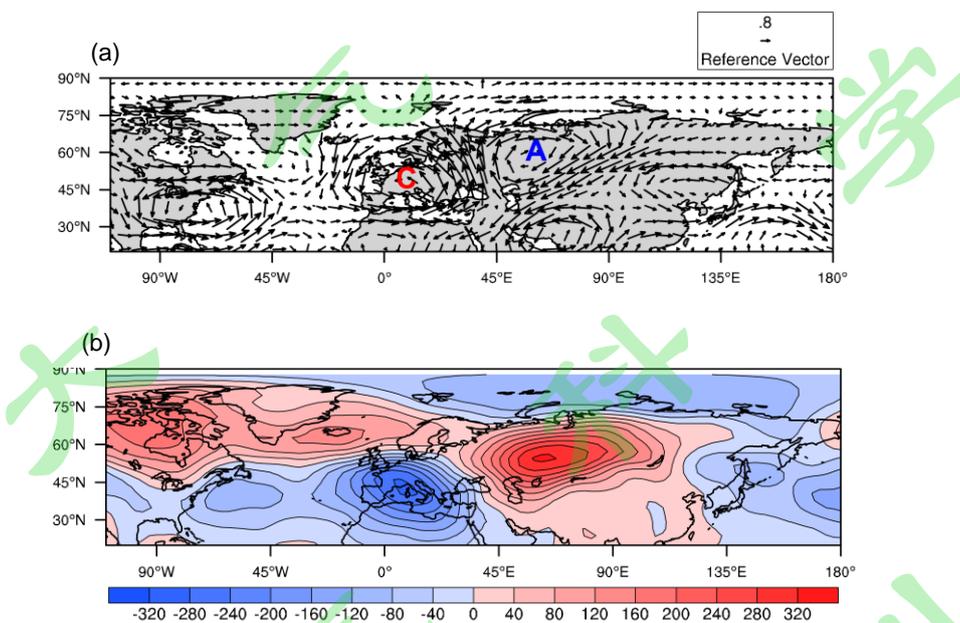


图10 模式模拟的冬季 (a) 200hPa 水平风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及(b)地表气压(单位: Pa)差值(敏感性试验结果减控制试验结果)。

Fig. 10 Difference of simulated (a) 200hPa horizontal wind (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and (b) surface pressure (units: Pa, control experiment results minus sensitivity experiment results)

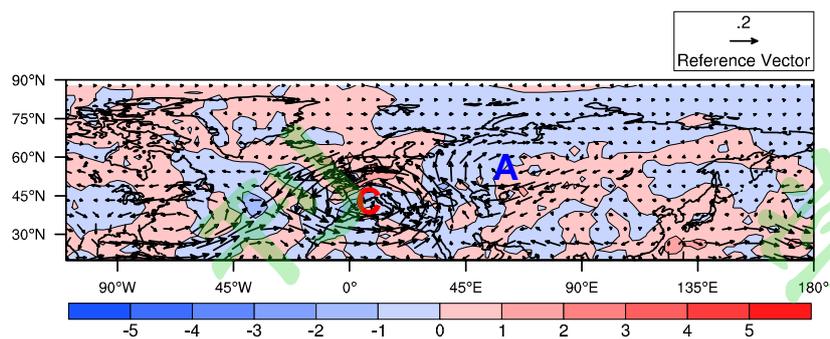


图 11 模式模拟的冬季整层 (1000~300hPa) 水汽通量 (箭头, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 及水汽通量散度差值 (阴影, 单位: $10^{-6} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (敏感性试验结果减控制试验结果)

Fig. 11 Difference of simulated water vapor flux in the whole layer (1000~300hPa) and its divergence (units: Pa, control experiment results minus sensitivity experiment results)