

基于热带和热带外独立影响途径的中国东部

冬季阴天频次的季节预测

谭辉¹, 朱志伟¹, 蒋薇², 郝立生³, 李琳菲¹

1, 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预测预警与评估协同创新中心, 南京 210044

2, 江苏省气候中心, 南京, 210041

3, 天津市气候中心, 天津, 300074

摘要: 本文利用中国东部 1078 个测站 1961-2003 年逐日云量数据资料, 揭示了中国东部冬季阴天频次主模态的时空分布特征, 探讨了其形成的两条独立影响途径, 并根据影响机理建立了季节预测模型。结果表明: (1) 中国东部冬季阴天频次的经验正交函数分解第一模态独立且显著, 解释了其 59% 的总方差。该模态基本呈现空间一致型的分布, 表现出显著的年际变率特征。当该模态为正位相时, 北太平洋对流层低层存在显著的大尺度反气旋环流异常, 其西侧异常偏南风能够将热带海洋的水汽输送至中国东部地区, 导致该地区阴天频次增多; (2) 前期 8 月和 9 月北太平洋副热带持续性海温异常的纬向偶极型分布 (NPD) 和副热带北大西洋海平面气压 9 至 11 月的短期变化 (LPA) 是该模态的两个主要驱动因子。当 NPD 中的西极为冷异常时, 在局地低层气旋性异常环流的作用下冷海温异常向南平流, 发展至热带西太平洋。而当热带西太平洋冷海温异常形成后, 皮耶克里斯反馈作用能够发展和维持太平洋“西冷东暖”海表温度异常分布。“西冷东暖”的海表温度异常导致的热带纬向偶极型对流异常能够进一步激发北太平洋“北正南负”的偶极型高度场异常。北部反气旋异常西侧的偏南风有利于水汽输送至中国东部, 从而导致阴天频次增多; LPA 主要反映的是中高纬准定常罗斯贝波列由秋季至冬季的迅速转变。当副热带北大西洋海表面气压在前秋由正转负时, 罗斯贝波列在东北亚上空冬季形成准正压的异常反气旋, 其西侧偏南风异常同样能够导致中国东部阴天频次增多; (3) 依据以上热带和热带外的两条独立影响机理途径, 我们建立了具有物理意义的季节预测模型, 利用 2004-2013 年间数据进行独立预测获得良好预测效果, 可

收稿日期: 2021-12-23; **网络预出版日期**

作者简介: 谭辉, 男, 1999 年出生, 直博生, 主要从事东亚季风变异及其预测研究。E-mail: tanh@nuist.edu.cn

通讯作者: 朱志伟, E-mail: zwz@nuist.edu.cn

资助项目: 国家重点研发计划课题 (2018YFC1505601), 国家自然科学基金 (42088101), 江苏省大学生创新创业训练项目 (201910300098Y), 中国气象局预报员专项 (CMAYBY2020-053)。

Funded by: The National Key R&D Program of China (Grant No. 2018YFC1505601), the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 42088101), the Undergraduate Training Programs for Innovation and Entrepreneurship of Jiangsu Province (201910300098Y), the Special Program for Forecasters of China Meteorological Administration (CMAYBY2020-053)

供业务预测部门参考和借鉴。

关键词：中国东部，冬季阴天频次，热带和热带外影响，季节预测

文章编号

中图分类号

文献识别码

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2112.21117

Seasonal prediction of the variation of the winter cloudy day frequency in eastern China based on the tropical and ex-tropical influence routes

Tan Hui¹, Zhu Zhiwei¹, Jiang Wei², Hao Lisheng³, Li Linfei¹

1, Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, 210044

2, Jiangsu Climate Center, Nanjing, 210041

3, Tianjin Climate Center, Tianjin, 300074

Abstract

Based on the daily cloud cover derived from the 1078-gauge stations in eastern China during 1961-2003, the temporal-spatial characteristics of the leading mode of winter cloudy day frequency (CDF) over eastern China are revealed via Empirical Orthogonal Function analysis. We revealed the two influence routes of this leading mode, based on which the physical-motivated empirical model is conducted to the seasonal prediction of the winter CDF in eastern China. The results show that: (1) the first EOF mode of winter CDF explains the 59% of the total variance, which is significant and independent from the other modes. This mode mainly shows a homogenous spatial pattern over eastern China and presents a dominant interannual variability. In the positive phase of this mode, a significant lower-level anticyclonic circulation anomaly appears over North Pacific. The anomalous southerly wind over the western flank of the anticyclonic could transport water vapor from tropical ocean to eastern China, leading to increased CDF; (2) the preceding persistent North Pacific subtropical SSTA dipole pattern (NPD) during August and September, and lowering of sea level pressure over midlatitude North Atlantic (LPA) from September to November are the two independent drivers for the formation and variation of this mode. The cold SSTA in the western pole of the NPD is advected southward to the tropical

western Pacific by the anomalous northerly of the local low-level anomalous cyclone, and the Bjerknes feedback is then formed which further maintains and accelerates “west cold east warm” zonal SSTA dipole pattern in tropical Pacific. This tropical Pacific zonal SSTA pattern stimulates zonal convection dipole, which further induces a meridional atmospheric teleconnection in the North Pacific. The southerly over the west of the anomalous North Pacific anticyclone is conducive to more CDF in eastern China. The LPA reflects the transition of quasi-stationary Rossby wave train in mid-high latitudes Eurasia from autumn to winter. In winter, the southerly on the west of the barotropic anticyclonic anomaly over the Northeast Asia, the terminal of the Rossby wave train, could also results in more CDF in eastern China; (3) Based on these two independent routes of physical mechanisms from both tropics and ex-tropics, a physics-motivated empirical model is conducted, which shows encouraging independent prediction skill during the ten years of 2004-2013. The results therein are useful references for operational departments on seasonal prediction.

Keywords Eastern China; Winter cloudy day frequency; Tropical and ex-tropical forcing; Seasonal prediction

1. 引言

中国东部是人口密集区，也是工农业高度发达的地区。受东亚冬季风影响，中国东部冬季气候存在显著变率（Zhou et al., 2010），冬季气候异常对国家的经济发展、交通运输、人民日常生活都有重大影响。例如，2008 年初中国南方持续性冰冻雨雪使得农作物大面积绝收/歉收、南方大部省份电网瘫痪、交通运输停滞，129 人因灾死亡，直接经济损失超过 1500 亿元（Wen et al., 2009; Zhang et al., 2021）。厘清中国东部气候变率的规律特征、理解其物理成因具重要科学意义，也是进一步提高其短期气候预测水平的重要前提。

针对中国冬季气候变率的研究已有很多。在气温变率的研究方面，Chen et al. (2013) 指出中国东部极端暖（冷）日数在 1980s 中期显著增多（减少），这种极端暖（冷）日数的趋势与东亚冬季风的年代际变化有关。Guo et al. (2015) 通过经验正交函数分解揭示了中国冬季地表温度存在两个主模态，指出西伯利亚高压、北极涛动以及拉尼娜型海表温度异常能够在中国东部沿海激发异常偏北风，导致中国全区地表气温一致偏冷的第一主模态；而与源于北极和地中海的两条遥相关波列相关的大气环流异常能够导致中国地表气温第二主模态

的南北偶极型异常分布。*Park et al.*(2016)指出北极涛动和西太平洋遥相关都位于负位相时,北太平洋会出现异常气旋并向西南移动,其西侧的偏北风将高纬度冷空气向南平流输送,使得中国东部冬季地表气温异常偏低。此外,全球变暖(*Thirumalai et al.*, 2017)以及北极海冰的消融(*Wu et al.*, 2011)也对东亚温度异常有重要影响。

除冬季温度变率研究外,针对中国冬季降水时空特征规律也有广泛研究(*Zhang et al.*, 2015; *Lee et al.*, 2013)。中国冬季降水的第一模态表现为东部一致变化特征(王林和冯娟, 2011),当东亚冬季风偏弱时,来自孟加拉湾和南海的水汽会在我国南方辐合,造成降水偏多,而东亚冬季风强盛年份时,降水偏少(*Wang and Chen*, 2010; *Zhou* 2011);中国冬季降水的第二模态为中国东部南北偶极型异常分布,该模态与亚欧大陆上空相当正压结构的大气遥相关波列联系密切,遥相关波列最终导致东亚沿岸出现异常偏北风,长江中下游地区水汽辐散、华南地区水汽辐合,从而形成在中国东部降水南北偶极型分布。除东亚冬季风影响,观测和数值模式试验都揭示了 ENSO 对中国冬季降水的显著影响(*Zhou et al.*, 2010; *Wang and Chen*, 2010; *Yang and Jiang*, 2014; *Zhang et al.*, 2015)。在厄尔尼诺年,赤道中东太平洋异常偏暖海温会使西太平洋出现下沉运动,并在菲律宾海一带出现反气旋异常环流,导致中国东部冬季偏暖偏湿(*Wu et al.*, 2003)。而不同类型 ENSO 影响下东亚冬季降水的空间分布存在差异,这与沃克环流异常以及菲律宾海反气旋环流异常的位置不同有关(*Feng et al.*, 2010)。但东亚冬季风和 ENSO 对中国东部冬季降水影响也存在年代际变化:在 1980s 中期之前,受东亚冬季风的影响,中纬度西太平洋出现了反气旋异常环流,其西侧的偏南风会为中国东南部带来充足的水汽,造成该地区降水偏多;1980s 中期以后,东亚冬季风的影响开始减弱,ENSO 成为影响冬季降水的主要外强迫因子(*Ge et al.*, 2016)。另外,南极涛动(钱卓蕾, 2014)、北大西洋涛动(*Zuo et al.*, 2016)、亚欧大陆雪盖(*Ao et al.*, 2016)、全球变暖导致的东亚极锋急流和副热带急流的位置移动(*Huang D et al.*, 2017)等也会对中国东部冬季降水产生显著影响。

综上所述,前人关于中国冬季气候变率研究多集中于温度、降水时空分布规律及其相关大气环流异常,较少有研究关注冬季阴晴日数的变化特征及其形成机理(*Yan et al.*, 2021)。

实际上, 冬季阴天能见度低、湿度大, 阴天出现极端气象灾害的频率高, 严重影响交通运输和生产生活 (Qu et al., 2015)。同时, 冬季持续性阴天限制人类户外活动, 也会给人体健康带来消极影响, 严重时会引起抑郁、季节性情绪失调 (Seasonal Affective Disorder, SAD) 等心理疾病 (Clark and Watson, 1988), 因此, 非常有必要专门开展针对冬季阴天频次变率的机理及其预测方面的研究。

中国东部冬季阴天频次的时空分布特征规律如何? 冬季阴天频次的驱动因子及其物理过程影响途径又是什么? 利用这些驱动因子可否建立具有较好效果的统计预测模型? 这是本文力求解决的三个科学及应用问题。

2. 资料和方法

本文使用的数据包括: 1) 中国气象局整编的 2072 个台站逐日云量数据; 2) 美国国家环境预测中心/美国国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 全球逐月再分析数据集 (Kalnay et al., 1996), 变量包括多层次风场、位势高度场, 以及两米地表气温和海平面气压场, 数据空间分辨率均为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; 3) 美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 提供的第五套逐月全球海温重构资料 (ERSSTv5, Huang et al., 2017) 以及降水距平资料 (PREC, Chen et al., 2002), 空间分辨率均为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本文中机理诊断分析以及模型建模训练所运用的数据时段为 1961-2003 年, 而 2004-2013 年间的数据仅用来进行独立预测检验以及预测因子稳定性的讨论。

本文中国东部定义为 105°E 以东的中国区域, 选取位于 105°E 以东的无缺测及异常数据的 1078 个站点作为中国东部可用站点。文中冬季定义为 12 月和次年 1、2 月的平均。文中阴天频次定义为: 当某站点当日总云量大于八成即定义为该站点出现一次阴天。某站点某一年冬季阴天频次为该站点冬季出现阴天的总和。文中采用经验正交函数分解 (Empirical Orthogonal Function, EOF) (Lorenz, 1956) 的方法来提取中国东部冬季阴天频次的时空分布主模态。利用线性回归分析揭示与主模态变化相关的大尺度环流、海表 (陆面) 温度、对流等异常场。利用罗斯贝波活动通量诊断中高纬度准定常罗斯贝波列的传播路径 (Takaya and

Nakamura, 2001), 计算公式如下:

$$W = \frac{p \cos \varphi}{2|U|} \left(\begin{aligned} & \frac{U}{a^2 \cos^2 \varphi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{v}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi' \partial \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] \\ & \frac{U}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi' \partial \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] + \frac{v}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \varphi^2} \right] \\ & \frac{f_0^2}{N^2} \left\{ \frac{U}{a \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi' \partial \psi'}{\partial \lambda \partial z} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial z} \right] + \frac{v}{a} \left[\frac{\partial \psi' \partial \psi'}{\partial \varphi \partial z} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \varphi \partial z} \right] \right\} \end{aligned} \right),$$

其中, 右上角撇号表示异常, $z = -H \ln p$, $p = (\text{pressure}/1000\text{hPa})$, H 表示大气标高;

$N^2 = (R p^k / H) \frac{\partial \theta}{\partial z}$, 表示浮力频率的平方, θ 为位温, R 是干空气气体常数, k 表示由恒压空气比热标准化的干空气气体常数; $f = f_0 + \beta y$, 它表示科氏参数; a 是地球半径; ψ 和 $U = (U, V)$ 分别表示流函数和风; W 代表罗斯贝波波活动通量。

有别于简单的统计预测建模, 本文中我们仅选择具有物理意义的阴天频次变率预报因子来建立统计预测模型。这种统计预测模型更注重预测因子的可解释性 (Li et al., 2018)。在建立预测模型之前, 我们先普查中国冬季阴天频次与其前期下垫面异常 (海表温度、地表两米气温以及海平面气压) 的超前滞后相关。前期的下垫面异常包括两类信号: 1) 持续信号, 反映的是前期几个月的下垫面异常平均状态 (例如 10 月和 11 月下垫面异常平均), 代表下垫面异常的稳定维持对后期预测对象的影响; 2) 趋势信号, 具体反映前期下垫面异常在几个月内的变化 (例如 10、11 月减去 8、9 月的下垫面异常), 代表下垫面异常快速变化趋势对后期预测对象的影响。

对这两类前期下垫面信号, 我们首先挑选出有较多格点相关系数通过 90%置信水平的相对较大的矩形区域 (Lee et al., 2013), 对区域内每个格点进行相关系数的加权平均, 得到潜在预测因子。潜在预测因子的计算公式为: $Pred = [TF(lat, lon) \times TCC(lat, lon)]$, only if $|TCC(lat, lon)| > 0.25$ ($p < 0.10$)。其中, TF 表示在所选定区域内每个格点在某一年的数值 (海表温度、地表两米气温和海平面气压), TCC 是所选定区域内每个格点的数值在训练期时段内与预测对象的相关系数, 0.25 是 1961-2003 年间的相关系数超过 90%置信区间的阈值。经以上步骤后, 根据现有气候动力学理论及理解可以首先挑选几个具有物理意义的候选预测因子, 接着利用逐步回归方法建立统计预测模型。逐步回归会保留最显著相关的预测因子并移除与该预测因子有关联的另一个预测因子, 保证了预测因子的绝对重要性以及因

子间的相互独立性。

我们利用时间相关系数 (TCC) 和均方技巧得分 (MSSS) 来衡量模型的预测技巧好坏。

TCC 数值越接近 1 代表预测变率的技巧越高, 而 MSSS 表示的是模型预测的均方误差 (MSE) 比 “气候态预测” 减少的百分比, 正值即意味着模型预测比 “气候态预测” 好, 数值越接近于 1 代表其预测误差越小。MSSS 计算公式如下:

$$MSSS = 1 - \frac{MSE}{MSE_c}$$

其中 MSE 为预测均方误差, 而 MSE_c 代表气候态预测均方根误差:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - x_i)^2,$$

$$MSE_c = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2,$$

这里 n 代表序列长度, f 代表模型预测结果, x 代表观测结果, $\bar{x}$ 代表气候态平均。在模型训练期, 我们使用 t (F) 检验去检验 TCC (MSSS) 的显著性。但由于独立预测阶段样本过小, 使用常规的 t (F) 检验可能并不合适, 因此我们也采用了非参数的 bootstrap 方法进行显著性检验 (吴波等, 2017)。以 TCC 的显著性检验为例, bootstrap 方法有三步骤: 首先, 调整模型预测结果的时间序列的顺序, 构造 1000 个随机序列; 然后, 计算随机序列与观测序列的相关系数, 得到相关系数的概率分布; 最后, 计算出 TCC 在此概率分布中的位置, 如果 TCC 小于 2.5% 的随机序列相关系数, 即表明其通过了 5% 的 bootstrap 显著性检验。

3. 阴天频次时空分布主模态及其相关异常场

3.1 中国东部冬季阴天频次时空分布特征

图 1a 给出了中国东部冬季阴天频次气候态的空间分布。可以看出, 中国东部冬季阴天频次的气候态整体呈现南多北少的分布, 平均阴天频次可达每月 9.3 天。极大值中心出现在中国东部西南一带, 最大值达到每月 23.3 天; 40°N 以北的地区阴天频次相对较少, 最小值为每月仅 1.1 天。阴天频次的标准差分布 (图 1b) 也呈现南方变率大、北方变率小的分布形势, 但具体大值区与气候平均阴天频次 (图 1a) 不尽相同。阴天频次变率极大值出现东南

沿海一带，而 40°N 以北地区则是标准差的极小值带，意味着阴天频次在中国东部北方地区不仅出现的日数少且变率也较小。

图 2 给出了中国东部阴天频次的第一模态空间分布、相应低层环流场异常及其主成分时间序列。由图 2a 可见，东部阴天频次空间分布基本呈现全区一致型分布。当该模态为正位相时，除东北北部部分地区，中国东部呈现全区一致的阴天频次异常偏多。异常偏多极大值出现在长江中下游流域。对应全区一致阴天异常偏多，中国东部地区对流层低层主要受偏南风异常控制。偏南风的西侧整个大陆受气旋异常环流控制，而偏南风的东侧北太平洋受反气旋异常环流控制。偏南风异常能够将热带海洋的暖湿水汽输送至中国东部，导致阴天频次异常偏多。值得注意的是，江淮地区处于异常东南风与西南风的气旋性切变北侧，水汽容易在这里停留聚集，导致该地区出现阴天频次极大值。第一模态共解释了 59% 的中国东部冬季阴天频次总方差贡献，其主成分 (Principle Component, PC) 表现出显著的年际变率周期 (以 3-4 年周期为主)。将中国东部冬季阴天频次做区域平均定义为阴天频次指数，其 1961/62-2003/04 年间阴天频次指数与 PC 的相关系数高达 0.99，说明该主模态即反映中国东部阴天频次的全区一致性年际变化特征。

3.2 主模态相关的动力和热力场异常

图 3 给出了对流层高、中、低层环流以及热力场对标准化的主成分时间序列的回归系数分布。从 200hPa 对流层高层来看 (图 3a)，中纬度北大西洋至西北太平洋上空存在显著的位势高度异常正负交替的形势：中纬度北大西洋为低压异常、欧洲为高压异常、中亚为低压异常、西北太平洋为高压异常，东亚地区位于西北太平洋异常高压的西侧。波活动通量清楚地显示中纬度波罗斯贝波从大西洋往东传播至西北太平洋，证实位势高度异常分布的正负交替为由大西洋上空出发的中纬度准定常罗斯贝波波列。从图 3b 对流层中层环流异常场上也可以清楚的看到这支由北大西洋至西北太平洋的中纬度准定常罗斯贝波。除中纬度波列异常信号外，赤道印度洋和赤道中东太平洋也表现出了海表温度正异常信号。这种热带海表温度异常分布对应着海洋性大陆地区对流被抑制 (降水负异常) 以及热带中太平洋对流活跃 (降

水正异常) (图 3c)。海洋性大陆和热带中太平洋纬向偶极型对流异常分布对应着其北侧对流层中低层热带北太平洋中部的气旋异常以及热带外北太平洋的反气旋异常。低层反气旋异常西侧强大的偏南风异常可将热带海洋的充足水汽输送至中国东部地区, 导致中国东部一致性的阴天频次偏多 (图 3c 和图 2)。

4. 阴天频次主模态的动力学溯源及其季节预测

前文分析了中国东部冬季阴天频次主模态的时空分布特征及相关的异常动力和热力场, 揭示了北太平洋异常反气旋西侧的偏南风异常是影响中国东部冬季阴天频次变率的最主要原因。那么, 导致北太平洋异常反气旋的前期影响因子到底是什么? 其影响机理过程又如何? 为了回答这些问题, 我们对中国东部冬季阴天频次主模态进行动力学溯源。

4.1 驱动因子影响阴天频次的两条途径

图 4 为前期持续性海表温度、地表气温以及海平面气压场与阴天频次主模态主成分 PC 的相关系数分布。从图中可以看出, 当冬季中国东部阴天一致性偏多时: 前期 10 至 11 月 (图 4a 和 b), 地表气温在波斯湾、阿曼湾北部为正异常 (X1), 热带北大平洋地区存在海表温度暖异常 (X2), 整个热带印度洋为海平面气压正异常 (X3), 中纬度北大西洋为海平面气压负异常 (X4); 前期 8 至 9 月 (图 4c 和 d), 整个欧洲为地表温度正异常 (X5), 副热带北太平洋存在纬向西冷冬暖的偶极型海表温度异常 (X6), 北大西洋存在海表温度负异常 (X7), 而海平面气压在欧洲表现为正异常 (X8), 在北太平洋大部为负异常 (X9)。

图 5 为前期海表温度、地表气温以及海平面气压的“变化倾向”与阴天频次主模态主成分 PC 的相关系数分布。由图可知, 当中国东部冬季阴天频次一致性偏多时: 前期 9 至 11 月 (图 5a 和 b), 热带印度洋存在海表温度变暖倾向 (Y1), 西伯利亚地区存在海平面气压降低倾向 (Y2), 热带东太平洋为海平面正变压倾向 (Y3), 中纬度北大西洋存在海平面负变压倾向 (Y4), 热带大西洋为海平面正变压倾向 (Y5); 前期 8 至 11 月 (图 5c 和 d), 热带印度洋和热带北大西洋存在海表温度变暖倾向 (Y6 和 Y7), 而热带太平洋大部存在海平

面正变压倾向（Y8），中纬度大西洋和北美大陆东部为海平面负变压倾向（Y9）。

我们挑选了以上 18 个（X1-X9, Y1-Y9）具有物理意义的大尺度下垫面异常强迫的前兆信号，将矩形区域内每年实际数值以相关系数为加权进行区域平均，得到 18 个潜在预测因子。为了进一步遴选重要且具有独立性的预测因子，我们计算了潜在预测因子和阴天频次模态的主成分时间系数以及因子之间在 1961-2003 年间的相关系数。如表 1 所示，X6 和 Y4 均与东部冬季阴天频次有相对较高的相关性，且他们之间相互独立（相关系数仅为 0.16）。同时，为了避免统计预测中的“过度拟合”问题，通过多元逐步回归，与预测因子 X6 和 Y4 具较高关联性的预测因子将被剔除，最终确定 X6 和 Y4 为最优预测因子，用来构建季节预测方程。持续性预测因子 X6（图 4c 中红框所示）代表前期 8 月和 9 月副热带北太平洋纬向偶极子海温异常分布（subtropical North Pacific Dipole SST pattern, NPD），趋势性预测因子 Y4（图 5b 中红框所示）反映的是前期 9 至 11 月中纬度北大西洋海平面气压的负变压倾向（Lowering of sea level Pressure over midlatitude Atlantic, LPA）。

根据相对重要性、相互独立性以及可解释性，NPD 和 LPA 被选定为中国东部冬季阴天频次的预测因子，那么，前期 NPD 和 LPA 这两个预测因子究竟是如何影响中国东部冬季阴天频次的？其物理过程是什么？为了揭示这两个预测因子的影响机理，我们计算了相关环流和热力场对预测因子的超前滞后回归。

图 6 为 8 至 12 月逐两月平均的环流和热力场回归至预测因子 NPD 上。在 8 至 9 月平均的海表温度回归系数表现为副热带北太平洋“西冷东暖”的海表温度异常，对应这种“西冷东暖”的海表温度异常预测因子（NPD），北太平洋表现为低层异常气旋。低层异常气旋的西侧为偏北风异常，低层异常气旋的东侧为偏南风异常。在低层偏北风异常的控制下，副热带西北太平洋冷的海表温度异常被逐渐平流至西太平洋热带地区（图 6b 和 c），致使冷海表温度异常最终在赤道西北太平洋聚集（图 6d）。当西部的冷海温异常扩展至赤道时，赤道西太平洋西风异常导致皮耶克里斯正反馈（Bjerknes, 1969），从而进一步加强和维持热带太平洋“西冷东暖”的海表温度异常分布（图 6d）。这种赤道太平洋“西冷东暖”的海温异常分布能够导致海洋性大陆对流被抑制（降水负异常），而中部太平洋对流活跃（降水正异常）

(图 6h)。该纬向偶极型对流异常能够进一步激发北太平洋经向异常环流：热带中太平洋对流正异常能够在其西北侧激发异常气旋性环流的罗斯贝波响应，而异常气旋性环流的北侧为反气旋环流异常。北太平洋反气旋环流东南侧的偏北风加强信风风速，增加海表蒸发，导致暖海温异常减弱（图 6d），而反气旋环流西侧的偏南风能够输送暖湿空气至中国东部地区，从而导致中国冬季阴天频次偏多（图 6h）。

图 7 为 9 至 12 月逐两月平均的环流场回归至预测因子 LPA 上。从 9 至 10 月平均的环流场上看出（图 7a 和 d），高低层环流异常均表现为由中纬度大西洋上空至西北太平洋的罗斯贝波列结构。此时波活动通量虽然可以看出从西至东的传播，但传播信号并不明显。经过 10 月和 11 月后，中纬度北大西洋负变压（LPA）对应着大西洋上空整层高度场负异常不断加强（图 7b 和 e），随后在 11 月至 12 月平均环流场回归图上（图 7c 和 f）出现了明显的由大西洋向西北太平洋传播的罗斯贝波波活动通量。从图 7c 和 f 中可以看出，无论是在对流层高层还是低层都存在 4 个交替出现的正负高度异常中心。北大西洋和亚洲西北部地区受气旋性（低压）异常控制，而欧洲和东北亚上空受反气旋（高压）异常控制。中国东部地区受低层反气旋异常西南侧偏南风的控制（图 7f），有利于暖湿空气向中国东部输送，从而导致中国冬季东部阴天频次偏多（图 2a）。

4.2 基于物理机制的季节预测模型

由以上分析我们可知，NPD 和 LPA 是中国东部冬季阴天频次的两个预测因子，也是其前期主要驱动因子。我们也揭示了 NPD 和 LPA 独立影响中国冬季阴天频次的热带和热带外两条物理机制途径。那么，是否可以利用这两个前期预测因子来建立基于物理机制的统计预测模型，从而准确预测中国东部阴天频次的变化？利用 1961-2003 年的历史训练数据，通过逐步回归得到的基于 NPD 和 LPA 的统计预测模型为 $PC=0.45 \times NPD+0.45 \times LPA$ 。由该模型的二元回归方程可见中国东部冬季阴天频次可由前期预测因子 NPD 和 LPA 组合预报，两个预测因子的权重一致，代表热带和热带外两条物理途径同等重要。由图 8 所示，基于 NPD 和 LPA 回归的预测模型能够较好回报并独立预测出中国东部冬季阴天频次变化。该模型在训练期回报的 TCC 技巧可达 0.69，能很好地反映出冬季阴天频次的变化。MSSS 技巧为 0.48，

相较于“气候态预测”有显著的预测技巧；而在独立预测期（2004-2013 年）期间，模型的 TCC（MSSS）技巧为 0.73（0.51），也表现了出色的预测技巧，PC 符号预报准确率 100%。无论是训练期与独立预测期，TCC 技巧均通过了 5%的 bootstrap 显著性检验。

基于物理机制所建立的季节预测模型能够取得了出色预测技巧，证实了我们通过动力学溯源所找到的热带和热带外两个独立预测因子是可靠、可信的。图 9 绘制了所选两个独立预测因子影响中国东部冬季阴天频次变化的机理途径示意图。如图所示，与 8-9 月平均的 NPD 同期共存的气旋异常环流西侧的偏北风能够将冷海表温度异常平流至热带西太平洋，进一步激发和维持热带太平洋“西冷东暖”的海表温度异常分布。“西冷东暖”的海表温度异常激发“西负东正”的纬向对流异常偶极子，进而在冬季北太平洋上空激发经向偶极型遥相关波列。热带外北太平洋出现异常反气旋，其西南侧的异常南风输送充足的水汽至中国东部，导致中国东部阴天频次一致性偏多。此外，9 至 11 月的中纬度北大西洋负变压（LPA）能够激发并加强中纬度罗斯贝波列，最终导致冬季东北亚上空出现准正压的异常反气旋，低层异常反气旋西侧的偏南风异常同样会导致中国东部地区阴天频次增多。

5. 总结与讨论

5.1 总结

本文揭示了中国东部冬季阴天频次时空变化特征及其两条独立影响机理途径，并基于影响机理建立了中国冬季东部阴天频次的季节预测模型。得到以下主要结论：

- 1) 中国东部冬季阴天频次经验正交函数分解第一模态解释了 59%的方差贡献，表现为全区一致的空间分布特征。当该模态为正位相时，除东北部分地区，整个中国东部呈现一致性的阴天频次异常偏多。
- 2) 中国东部呈现一致性的阴天频次异常偏多与北太平洋中部大尺度反气旋异常环流联系密切，北太平洋中部大尺度反气旋异常环流西侧的偏南风异常会将热带充足的水汽输送至中国东部地区，导致该地区阴天频次异常偏多。而动力学溯源表明该反气旋异常环流既与中纬度由大西洋传播至西太平洋的罗斯贝波波列有关，也与热带太平洋对流激发的经向遥相关联系密切。

- 3) 通过普查潜在预测因子并分析预测因子的可解释性、相对重要性和相互独立性，8

月和 9 月平均的副热带北太平洋纬向偶极型持续性海表温度异常 (NPD) 和 9 至 11 月中纬度北大西洋海表气压负变压 (LPA) 被确定为具有物理意义的两个独立预测因子。这两个预测因子可以分别通过热带和热带外途径独立影响中国东部阴天频次变率。

4) 基于上述两个具有物理意义的独立预测因子建立中国东部冬季阴天频次季节预测模型, 该模型在 1961-2003 年回报期间和 2004-2013 年独立预测期间, TCC (MSSS) 技巧分别达到了显著的 0.69 (0.48) 和 0.73 (0.51), 取得了出色的季节预测效果。

5.2 讨论

前人已有大量针对中国东部冬季地表气温和降水变率和成因的研究, 较少关注冬季阴晴日数的变化特征及其形成机理。同地表气温和降水一样, 冬季阴天频次也受东亚经向风异常影响, 但中国东部冬季阴天频次具有不同于降水和气温的独立年际变率特征 (Guo et al., 2015)。此外, 有关冬季中国东部降水和地表气温变率机理研究多强调与 ENSO 有关 (Wu et al., 2003; Ge et al., 2015), 冬季阴天频次变率则受到热带和热带外两条独立影响途径共同驱动。本文仅考虑了中国东部冬季阴天频次经验正交函数分解的第一模态 (解释接近 60% 总方差), 可代表绝大部分中国东部冬季阴天频次时空分布特征, 但仍然有 40% 的变率来源无法被解释。本文通过统计诊断方法揭示了影响冬季阴天频次的两条途径, 并通过基于物理机制的经验预报模型验证了这两条途径的独立性和可靠性, 但我们并未通过数值试验验证前期预测因子 NPD 和 LPA 对中国东部冬季阴天频次的影响。在以后的工作中, 可以利用数值模拟进一步验证本文结论。

值得注意的是, 大部分潜在预测因子与阴天频次主成分 PC 的相关性在 2000 年以后都出现了明显下降 (图 10)。我们猜测这可能与全球变暖产生的气候影响有关。因此, 需要指出的是本文所构建的预测模型不可能在未来一直稳定适用。但由于 NPD 在 1990 年代以后一直维持着与 PC 的稳定高相关, 相信在近 20 年不长的时期内, 我们的物理经验统计预测模型仍能够保持较高的独立预测技巧。实际上, 预测因子与预测对象关系不稳定一直是经验统计气候预测中所存在的共性难题。在不同的年代际背景下, 可能需要适当考虑调整预测模型

中不同预测因子的相对贡献。同时，我们也应该进一步研究年代际变化下预测因子的变化或失效的原因，并且探讨如何预测这种年代际关系的变化。在未来的工作中，我们会评估动力模式对年际至年代际变率的预测技巧，进一步尝试建立动力-统计相结合的季节预测模型，将季节预测融入或“嵌套”到年代际变化预测中，以期建立具有百年稳定技巧的、可动态调整的季节预测模型。

参考文献 (References)

- Ao J, Sun J. 2016. Connection between November snow cover over Eastern Europe and winter precipitation over East Asia[J]. *International Journal of Climatology*, 36(5): 2396-2404. doi: 10.1002/joc.4484.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific[J]. *Monthly Weather Review*, 97(3): 163-172. doi: 10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2.
- Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3): 249-266. doi: 10.1175/1525-7541(2002)003<0249:glpaym>2.0.co;2.
- Chen S, Chen W, Wei K. 2013. Recent trends in winter temperature extremes in eastern China and their relationship with the Arctic Oscillation and ENSO[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(6): 1712-1724. doi: 10.1007/s00376-013-2296-8.
- Chen S, Song L. 2018. The leading interannual variability modes of winter surface air temperature over Southeast Asia[J]. *Climate Dynamics*, 52(7): 4715-4734. doi: 10.1007/s00382-018-4406-x.
- Clark L A, Watson D. 1988. Mood and the mundane: relations between daily life events and self-reported mood[J]. *Journal of Personality and Social Psychology*, 54(2): 296-308. doi: 10.1037/0022-3514.54.2.296.
- Feng J, Wang L, Chen W, et al. 2010. Different impacts of two types of Pacific Ocean warming on Southeast Asian rainfall during boreal winter[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D24). doi: 10.1029/2010JD014761.
- Ge J, Jia X, Lin H. 2016. The interdecadal change of the leading mode of the winter precipitation over China[J]. *Climate Dynamics*, 47(7): 2397-2411. doi: 10.1007/s00382-015-2970-x.
- Guo Y, Zhao Z, Dong W. 2016. Two dominant modes of winter temperature variations over China and their relationships with large-scale circulations in CMIP5 models[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 124(3-4): 579-592. doi: 10.1007/s00704-015-1439-5
- Huang B, Thorne P W, Banzon V F, et al. 2017. NOAA extended reconstructed sea surface temperature (ERSST), version 5[J]. NOAA National Centers for Environmental Information, 30: 8179-8205. doi: 10.7289/V5T72FNM.
- Huang D, Dai A, Zhu J, et al. 2017. Recent winter precipitation changes over eastern China in different warming periods and the associated East Asian jets and oceanic conditions[J]. *Journal of Climate*, 30(12): 4443-4462. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0517.1.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-Year Project [J]. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3): 437-471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Lee J Y, Lee S S, Wang B, et al. 2013. Seasonal prediction and predictability of the Asian winter

- temperature variability[J]. *Climate Dynamics*, 41(3-4): 573- 587. doi: 10.1007/s00382-012-1588-5.
- Li J, Wang B. 2018. Predictability of summer extreme precipitation days over eastern China[J]. *Climate Dynamics*, 51(11-12): 4543- 4554. doi: 10.1007/s00382-017-3848-x.
- Lorenz E N. 1956. Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction[J]. Department of Meteorology, MIT Statistical Forecast Project Rep 1.
- Park H J, Ahn J B. 2016. Combined effect of the Arctic Oscillation and the western Pacific pattern on East Asia winter temperature[J]. *Climate Dynamics*, 46(9): 3205-3221. doi: 10.1007/s00382-015-2763-2.
- 钱卓蕾. 2014. 秋季南极涛动异常对冬季中国南方降水的影响[J]. *大气科学*, 38(1): 190-200.
- Qian Zhuolei. 2014. The impact of autumn Antarctic oscillation (AAO) on winter precipitation in southern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (1): 190-200. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13122.
- Qu W, Wang J, Zhang X, et al. 2015. Effect of cold wave on winter visibility over eastern China[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(6): 2394-2406. doi: 10.1002/2014JD021958.
- 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. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58: 608–627. doi: 10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2.
- Thirumalai K, DiNezio P N, Okumura Y, et al. 2017. Extreme temperatures in Southeast Asia caused by El Niño and worsened by global warming[J]. *Nature Communications*, 8(1): 1-8. doi: 10.1038/ncomms15531.
- Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? [J]. *Journal of Climate*, 13(9): 1517-1536. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2.
- Wang B, Xiang B, Li J, et al. 2015. Rethinking Indian monsoon rainfall prediction in the context of recent global warming[J]. *Nature Communications*, 6(1): 1- 9. doi: 10.1038/ncomms8154.
- Wang L, Chen W. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon?[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(4): 855-870. doi:10.1007/s00376-009-9094-3.
- 王林, 冯娟. 2011. 我国冬季降水年际变化的主模态分析[J]. *大气科学*, 35(6): 1105-1116.
- Wang Lin, Feng Juan. 2011. Two major modes of the wintertime precipitation over China[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35(6): 1105-1116. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.06.10.
- Wen M, Yang S, Kumar A, et al. 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008[J]. *Monthly Weather Review*, 137(3):

- 1111-1131. doi: 10.1175/2008MWR2638.1.
- Wu B Y, Su J Z, Zhang R H. 2011. Effects of autumn-winter Arctic Sea ice on winter Siberian High[J]. Chinese Science Bulletin, 56(30): 3220-3228. doi: 10.1007/s11434-011-4696-4.
- 吴波, 周天军, 孙倩. 2017. 海洋模式初始化同化方案对 IAP 近期气候预测系统回报试验技巧的影响[J]. 地球科学进展, 32(4): 342-352. Wu Bo, Zhou Tianjun, Sun Qian. Impacts of initialization schemes of oceanic states on the predictive skills of the IAP near-term climate prediction system[J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 2017, 32(4): 342-352. doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0342.
- Wu R, Hu Z Z, Kirtman B P. 2003. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in East Asia[J]. Journal of Climate, 16(22): 3742-3758. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<3742:EOERAI>2.0.CO;2
- Yan H, Pan X, Zhu Z, et al. 2021. The two leading modes of winter clear-sky days over China and their formation mechanisms[J]. Climate Dynamics, 56(1): 189-205. doi: 10.1007/s00382-020-05470-5
- Yang S, Jiang X. 2014. Prediction of eastern and central Pacific ENSO events and their impacts on East Asian climate by the NCEP Climate Forecast System[J]. Journal of climate, 27(12): 4451-4472. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00471.1.
- Zhang L, Fraedrich K, Zhu X, et al. 2015. Interannual variability of winter precipitation in Southeast China[J]. Theoretical and Applied Climatology, 119(1): 229-238. doi: 10.1007/s00704-014-1111-5.
- Zhang Q, Zheng Y, Singh V P, et al. 2017. Summer extreme precipitation in eastern China: mechanisms and impacts[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 122(5): 2766-2778. doi: 10.1002/2016JD025913.
- Zhou L T. 2011. Impact of East Asian winter monsoon on rainfall over southeastern China and its dynamical process[J]. International Journal of Climatology, 31(5): 677-686. doi: 10.1002/joc.2101
- Zhou L T, Tam C Y, Zhou W, et al. 2010. Influence of South China Sea SST and the ENSO on winter rainfall over South China[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 27(4): 832-844. doi: 10.1007/s00376-009-9102-7.
- Zhang K., J. Li, Z. Zhu, et al. 2021. Implications from subseasonal prediction skills of the persistent snowstorm event over southern China in early 2008[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 38(11): 1873-1888. doi: 10.1007/s00376-021-0402-x
- Zuo J., H. Ren, W. Li, et al. 2016. Interdecadal Variations in the Relationship between the Winter North Atlantic Oscillation and Temperature in South-Central China[J]. Journal of Climate, 29(20): 7477-7493. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0873.1

表 1 潜在预测因子与阴天频次主成分及因子间相关系数（加粗代表通过 99%显著性检验）
Table. 1 The correlation coefficients between the potential predictors and the principal component and among the potential predictors themselves

	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8	X9	Y1	Y2	Y3	Y4	Y5	Y6	Y7	Y8	Y9
PC	0.45	0.43	0.38	0.44	0.59	0.53	0.35	0.42	0.48	0.43	0.38	0.42	0.53	0.39	0.55	0.56	0.52	0.45
X1	1	0	0.53	0.42	0.33	0.07	0.05	0.14	0.14	0.23	0.56	0.26	0.39	0.44	0.30	0.23	0.26	0.36
X2		1	0.10	0.35	0.34	0.41	0	0.35	0.45	0.18	0.05	0.21	0.32	0	0.13	0.33	0.23	0.22
X3			1	0.31	0.27	0.08	0.08	0.15	0.32	0.41	0.40	0.07	0.35	0.30	0.29	0.46	0.14	0.30
X4				1	0.28	0.22	0.03	0.14	0.27	0.13	0.33	0.27	0.76	0.40	0.34	0.17	0.41	0.76
X5					1	0.31	0.18	0.68	0.37	0.38	0.47	0.30	0.39	0.27	0.24	0.35	0.25	0.32
X6						1	0.43	0.42	0.51	0.41	0	0	0.16	0	0.42	0.38	0.23	0.12
X7							1	0.20	0.30	0.33	0.10	0	0.17	0	0.18	0.31	0.07	0.18
X8								1	0.37	0.38	0.15	0.16	0.18	0	0.21	0.37	0.10	0.17
X9									1	0.53	0	0	0.38	0	0.38	0.46	0.39	0.20
Y1										1	0.25	0.10	0.26	0.13	0.59	0.33	0.30	0.06
Y2											1	0.35	0.42	0.49	0.26	0.25	0.19	0.27
Y3												1	0.28	0.58	0.09	0.19	0.38	0.32
Y4													1	0.45	0.32	0.18	0.42	0.85
Y5														1	0.32	0.17	0.38	0.46
Y6															1	0.35	0.43	0.18
Y7																1	0.11	0.07
Y8																	1	0.38

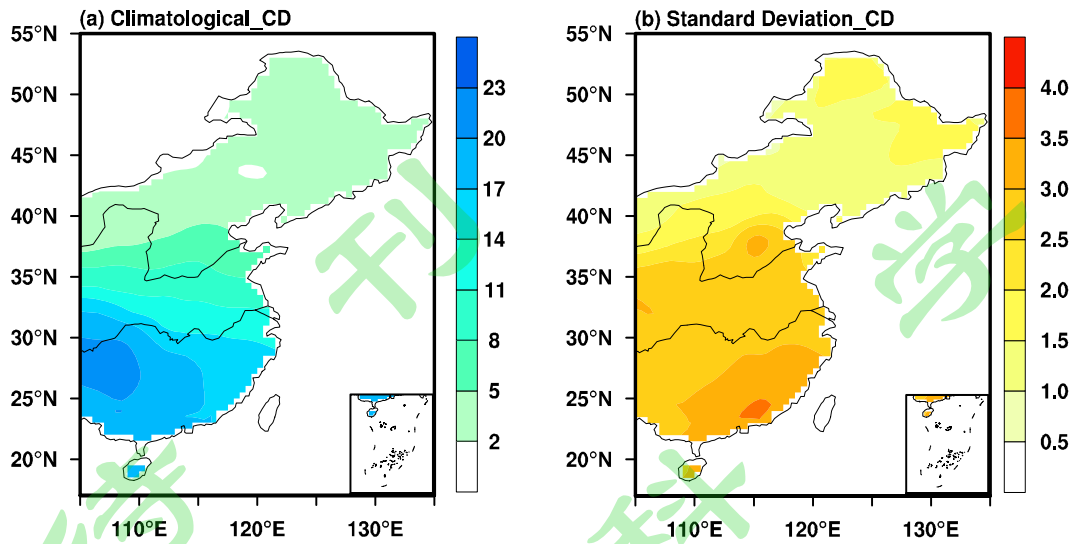


图 1 1961-2003 年中国东部冬季阴天频次 (a) 气候态 (阴影, 单位: days month^{-1}) 和 (b) 标准差 (阴影, 单位: days month^{-1})

Fig. 1 The (a) climatology (shading, units: days month^{-1}), (b) standard deviation (shading, units: days month^{-1}) of winter cloudy days over eastern China from 1961-2003

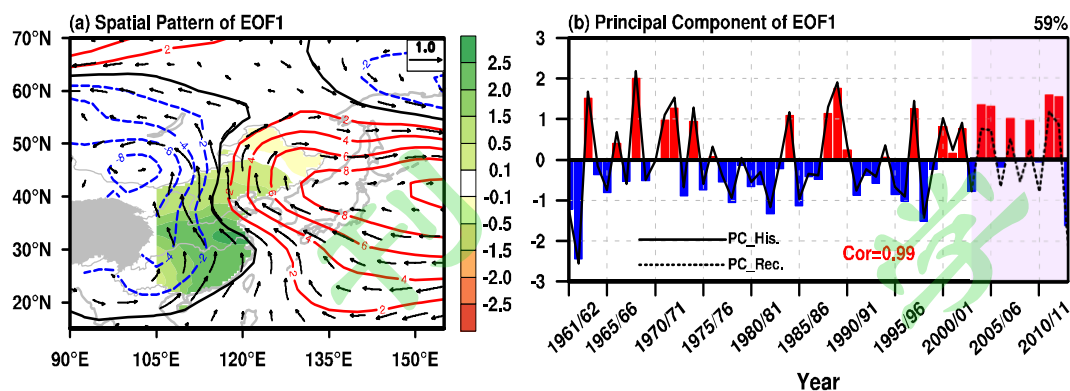


图 2 1961-2003 年中国东部冬季阴天频次经验正交函数分解主模态的 (a) 空间分布 (阴影) 及 (b) 主成分时间序列 (黑色实线)。(a) 中等值线/矢量为 850hPa 高度场 (单位: gpm) 和风场 (单位: m s^{-1}) 回归至主成分, (b) 中柱状为中国东部冬季阴天频次指数, 其中 2004 年至 2013 年为独立预测期数据投影至主模态空间分布所得到的主成分 (黑色虚线)

Fig. 2 (a) Spatial pattern (shading) and its corresponding (b) principal component (black solid line) of the first EOF of winter cloudy days over eastern China for the period 1961-2003. Regressed 850hPa (a) wind (black vector, units: m s^{-1}) and geopotential height (contour, units: gpm) onto the standardized principal component. Bar in (b) is the winter cloudy day frequency index and the black dotted line is the projected PC using data in independent forecast period (2004-2013)

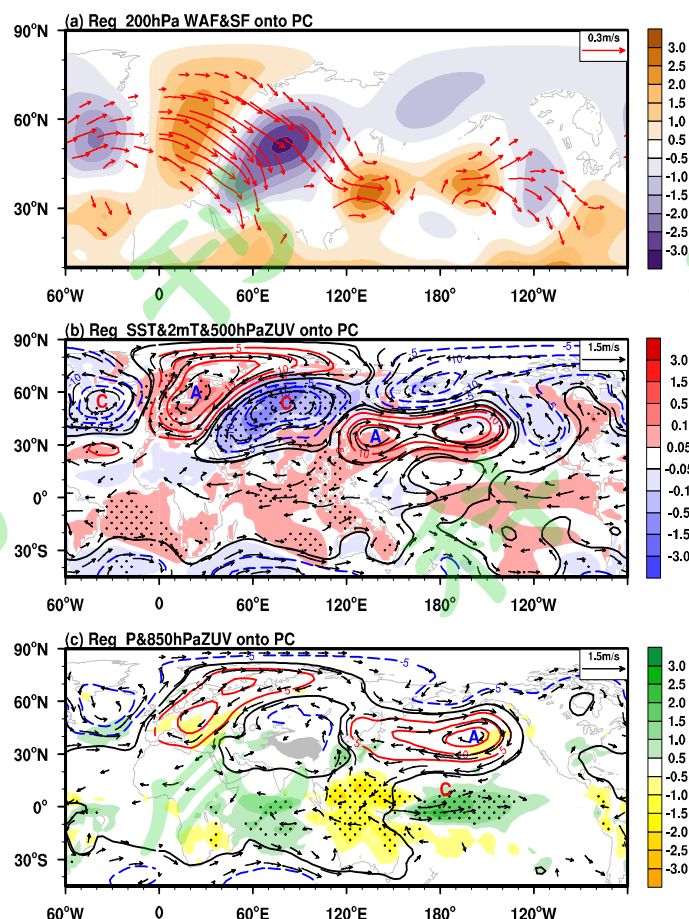


图 3 (a) 200hPa 准地转流函数异常 (阴影, 单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 和波活动通量 (矢量, 单位: $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), (b) 海表温度和地表两米温度 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 500hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm)、风场 (黑色矢量, 单位: m s^{-1}) 回归至标准化时间序列, (c) 同 (b), 但为降水场 (阴影, 单位: mm d^{-1}) 和 850hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm)、风场 (黑色矢量, 单位: m s^{-1})。图中字母 “A” / “C” 代表反气旋/气旋性环流中心。打点区域为回归系数通过 90% 显著性检验的区域。(c) 中灰色阴影区域为青藏高原地区

Fig 3 Regressed (a) quasi-geostrophic streamfunction anomaly (shading, units: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and wave activity flux at 200hPa (shading, units: $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), (b) 500hPa geopotential height (contour, units: gpm), wind (black vector, units: m s^{-1}) and precipitation (shading, units: mm d^{-1}) onto standardized principal component, (c) as in (b), but for 850hPa geopotential height (contour, units: gpm), wind (black vector, units: m s^{-1}), SST and Air Temperature at 2 meters (shading, units: $^{\circ}\text{C}$). The letters “A” and “C” indicate the centers of anticyclonic and cyclonic anomalies, respectively. Regression coefficient of dotted areas in (b)/(c) are statistically significant at the 90% confidence level of SST/ precipitation field. The grey shading in (c) indicates Tibet Plateau

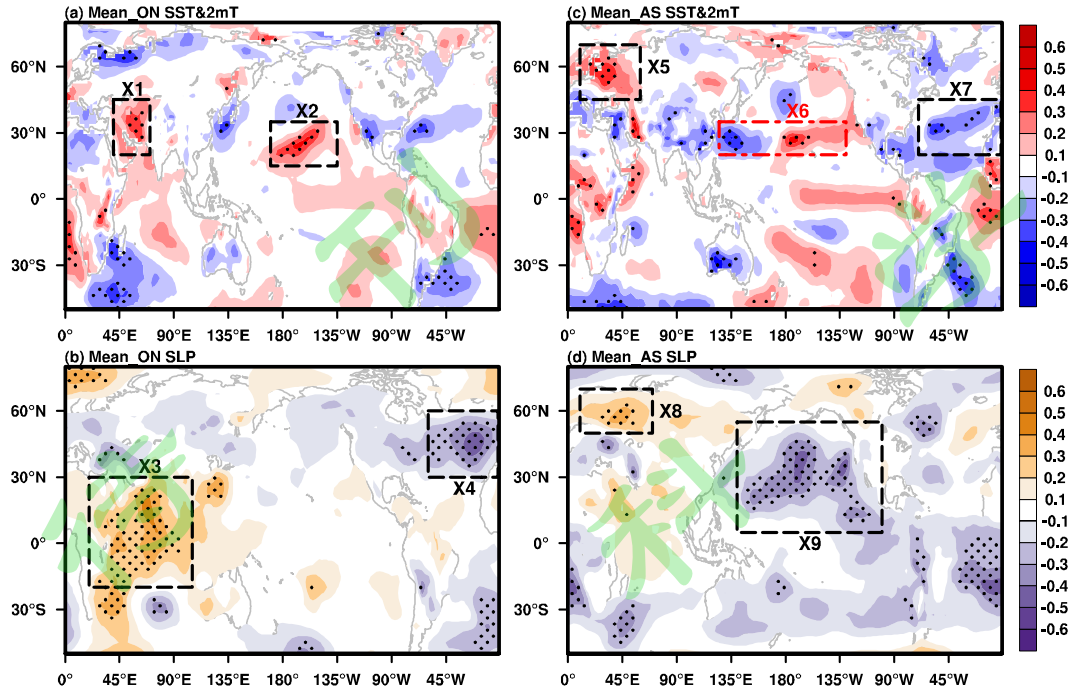


图 4 10 和 11 月平均的 (a) 海温和两米气温 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (b) 海平面气压 (阴影, 单位: hPa) 与标准化时间序列的相关系数分布, (c), (d) 同 (a), (b), 但时间为 8 和 9 月平均。打点区域为回归系数通过 90%显著性检验的区域

Fig. 4 The correlation maps between October-November mean (a) SST and air temperature at 2 meters (shading, units: $^{\circ}\text{C}$), (b) sea level pressure (shading, units: hPa) onto the standardized principal component. (c), (d) as in (a), (b), but for August-September mean. Correlation coefficient of dotted areas are statistically significant at the 90% confidence level

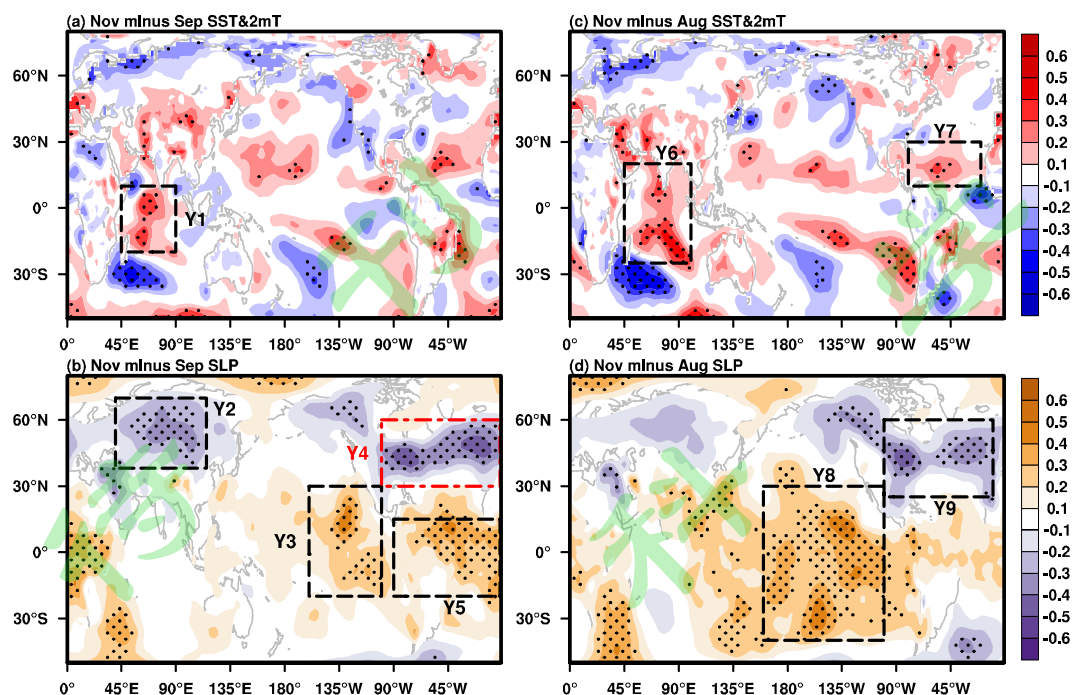


图 5 11 月减去 9 月的 (a) 海温和两米气温 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (b) 海平面气压 (阴影, 单位: hPa) 与标准化时间序列的相关系数分布, (c), (d) 同 (a), (b), 但时间为 11 月减去 8 月。打点区域为回归系数通过 90% 显著性检验的区域

Fig. 5 The correlation maps between November minus September (a) SST and Air Temperature at 2 meters (shading, units: $^{\circ}\text{C}$), (b) sea level pressure (shading, units: hPa) onto the standardized principal component. (c), (d) as in (a), (b), but for November minus August. Correlation coefficient of dotted areas are statistically significant at the 90% confidence level

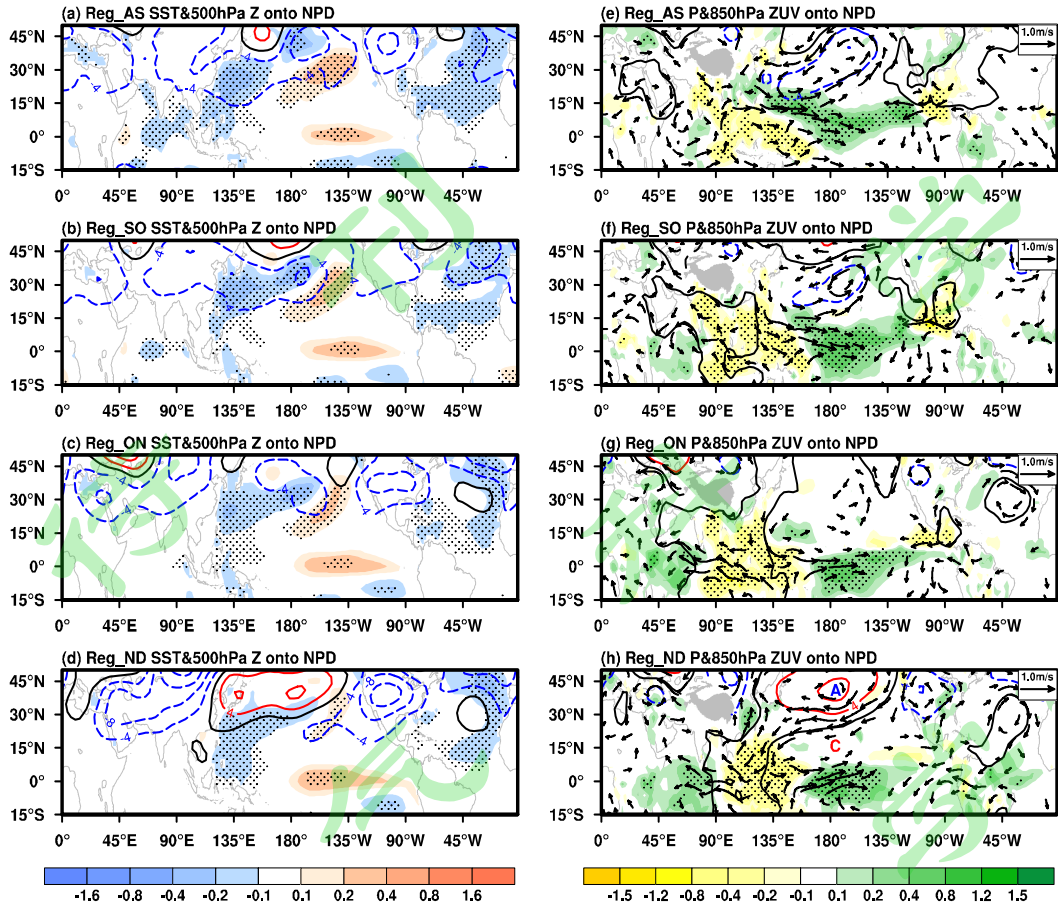


图6 前期 (a) 8-9 月、(b) 9-10 月、(c) 10-11 月、(d) 11-12 月平均海温 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、500hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm) 对预测因子 NPD 的回归, (e) (f) (g) (h) 同 (a) (b) (c) (d), 但为降水 (阴影, 单位: mm d^{-1})、850hPa 位势高度 (等值线, 单位: gpm)、风场 (黑色矢量, 单位: m s^{-1}) 对预测因子 NPD 的回归。图中字母 “A” / “C” 代表反气旋/气旋性环流中心。打点区域为回归系数通过 90%显著性检验的区域。灰色阴影区域为青藏高原地区

Fig. 6 Regressed SST (shading, units: $^{\circ}\text{C}$), 500hPa geopotential height (contour, units: gpm) during (a) August-September mean, (b) September-October mean, (e) October-November mean, and (d) November-December mean onto NPD. (e) (f) (g) (h) are same as (a) (b) (c) (d), but for the 850hPa geopotential height (contour, units: gpm) and wind field (black vector, units: m s^{-1}), and precipitation (shading, units: mm d^{-1}). The letters “A” and “C” indicate the centers of anticyclonic and cyclonic anomalies, respectively. Regression coefficient of dotted areas are statistically significant at the 90% confidence level of SST/precipitation field. The grey shading in the right panels indicates Tibetan Plateau

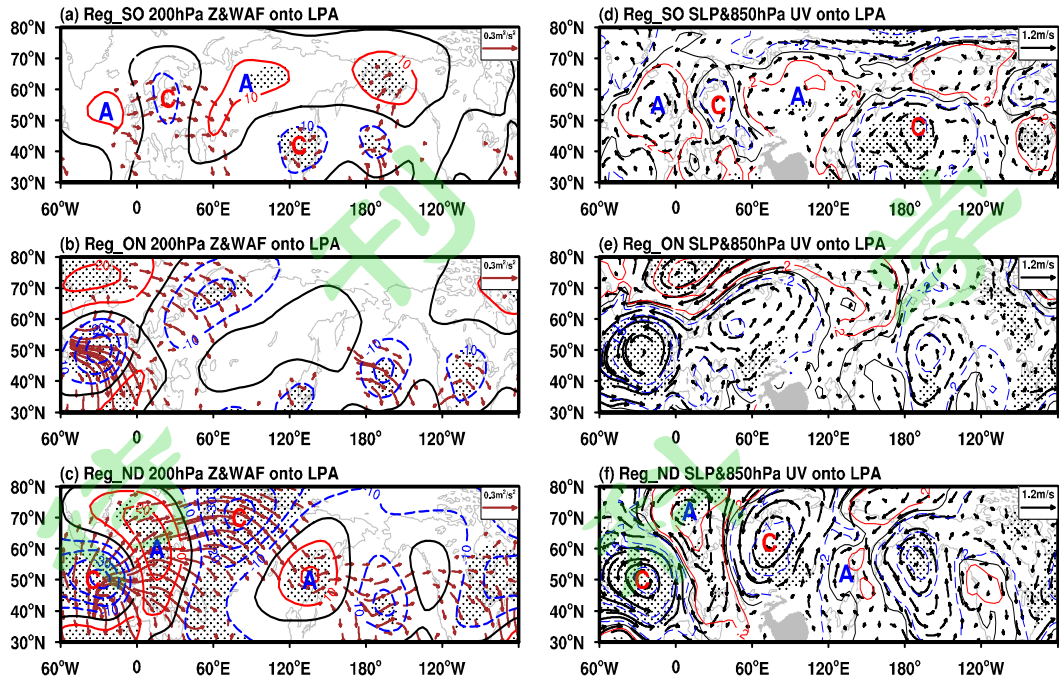


图 7 前期 (a) 9-10 月、(b) 10-11 月、(c) 11-12 月 200hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm)、罗斯贝波波活动通量 (棕色矢量, 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) 对预测因子 LPA 的回归; (d) (e) (f) 同 (a) (b) (c), 但为海平面气压 (等值线, 单位: 百帕)、850hPa 风场对预测因子 LPA 的回归。图中字母“A”/“C”代表反气旋/气旋性环流中心。打点区域为高度场回归系数通过 90% 显著性检验的区域。灰色阴影区域为青藏高原地区

Fig. 7 Regressed 200hPa geopotential height (contour, units: gpm), wave activity flux (brown vector, units: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) during (a) September-October mean, (b) October-November (c) November-December mean onto the LPA. (d) (e) (f) are same as (a) (b) (c) but for SLP (contour, units: hPa), 850hPa wind (black vector, units: m s^{-1}) onto LPA. The letters “A” and “C” indicate the centers of anticyclonic and cyclonic anomalies, respectively. Regression coefficient of dotted areas are statistically significant at the 90% confidence level of SST/precipitation field. The grey shading in the right panels indicates Tibetan Plateau

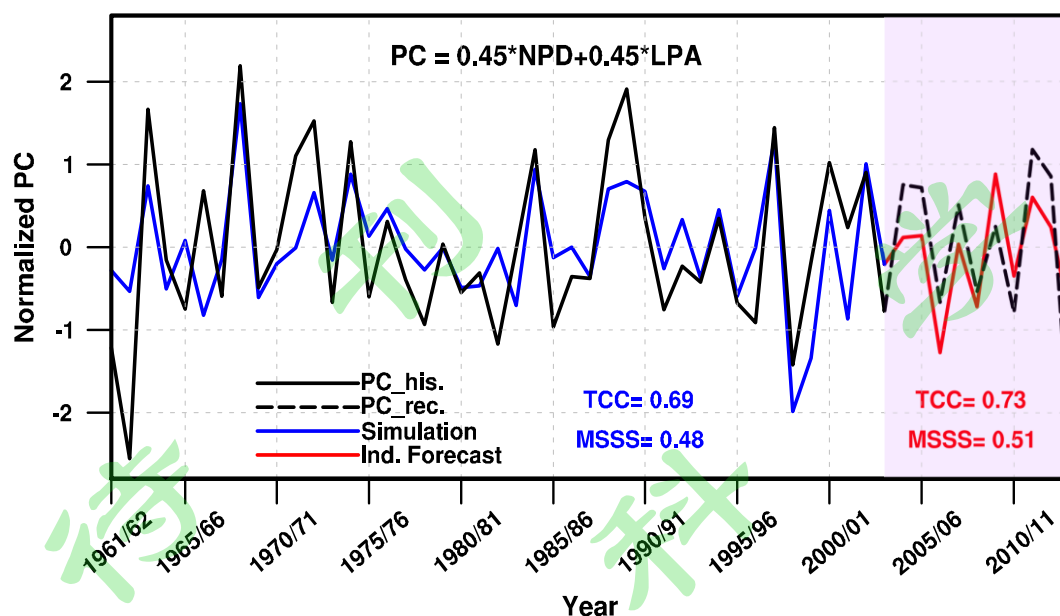


图 8 中国东部冬季阴天频次主模态的主成分时间系数 (PC)。黑色实线 (虚线) 为历史观测 (独立预测期投影重建) 的 PC, 蓝线 (红线) 为历史回报 (独立预测) 的 PC

Fig. 8 Time series of standardized principal component of the winter cloudy day frequency over eastern China. Black solid line (dashed line) is from historical (observation reconstructed) PC, and blue line (red line) are the simulated (independent forecasted) PC

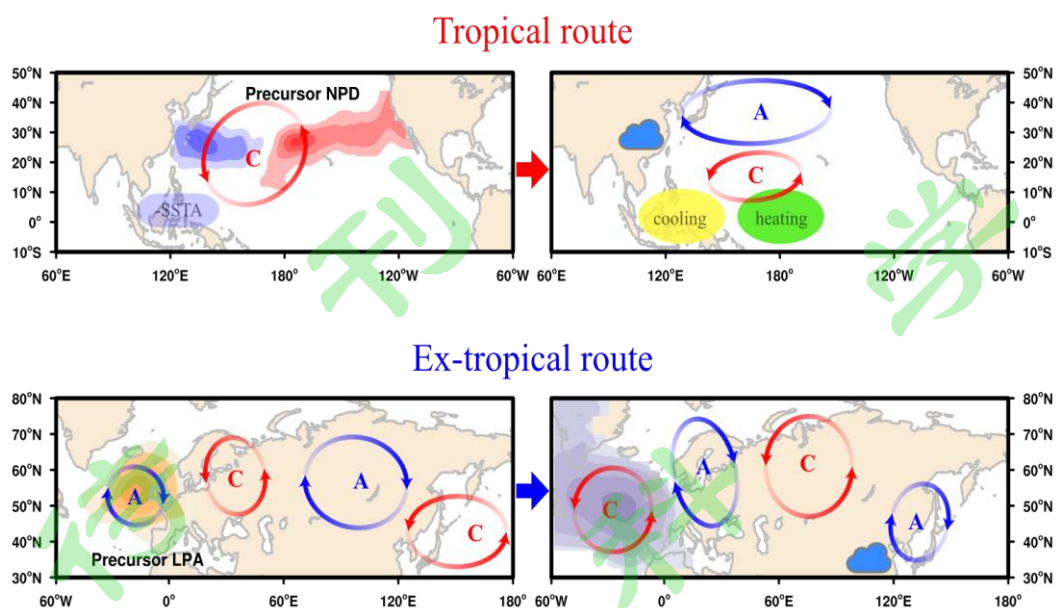


图 9 NPD 和 LPA 预测因子影响后期中国东部冬季阴天频次的机理示意图

Fig. 9 Schematic diagram for the impacts of NPD and LPA on winter cloudy days over eastern China via tropical and ex-tropical routes, respectively

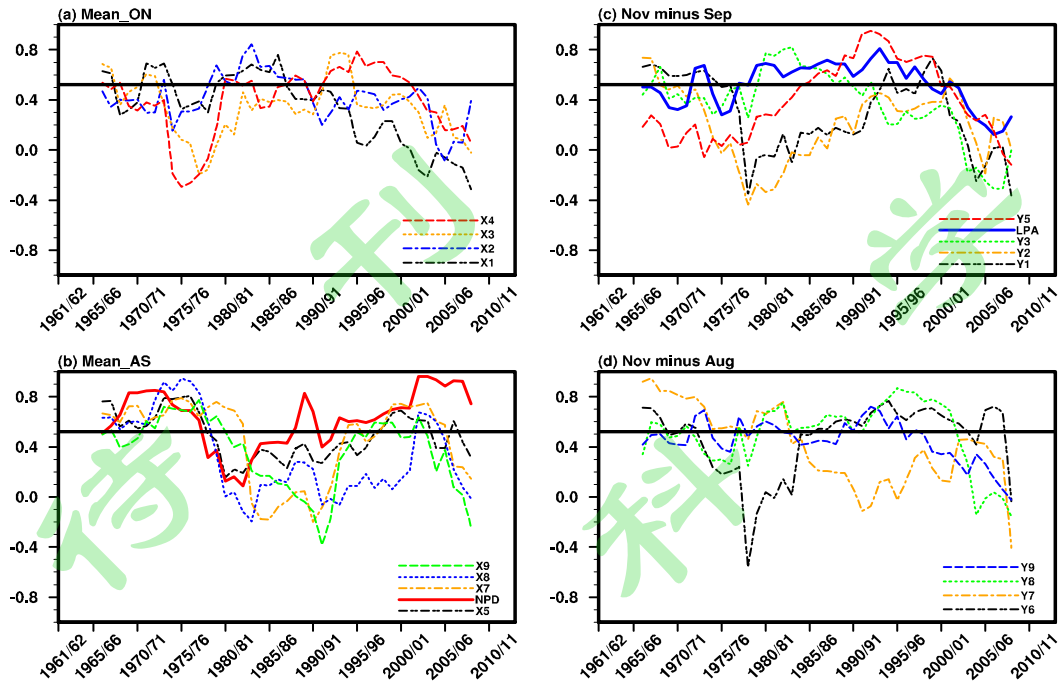


图 10 1961-2013 年间 10-11 月平均“持续信号”潜在预测因子 (a) X1、X2、X3、X4, 8-9 月平均“持续信号”潜在预测因子 (b) X5、NPD、X7、X8、X9, 以及 11 月减 9 月“趋势信号”潜在预测因子 (c) Y1、Y2、Y3、LPA、Y5 和 11 月减 8 月“趋势信号”潜在预测因子 (d) Y6、Y7、Y8、Y9 与冬季阴天频次主成分 (PC) 的 11 年滑动相关。黑色长线为 95%置信度的相关系数阈值

Fig. 10 11-year sliding correlation of predictor candidates from the Oct. and Nov. mean persistent signal (a) X1, X2, X3, X4, predictor candidates from the Aug. and Sep. mean persistent signal (b) X5, NPD, X7, X8, X9, and predictor candidates from the Nov. minus Sep. tendency signal (c) Y1, Y2, Y3, LPA, Y5 and predictor candidates from the Nov. minus Aug. tendency signal (d) Y6, Y7, Y8, Y9 with the standardized principal component. The black dotted line is the threshold for correlation coefficient passing the 95% confidence level