



前期MJO增强东亚寒潮次季节可预报性的关键机制

王璐^{1,2*}, 周旋¹, 徐邦琪¹

1. 南京信息工程大学, 气候系统预测与变化应对全国重点实验室/气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/大气科学学院, 南京 210044

2. 青岛海洋科学与技术中心, 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 青岛 266237

* 通讯作者, E-mail: luwang@nuist.edu.cn

2025-07-06收稿, 2025-12-18修回, 2026-01-12接受, 2026-03-11网络版发表

国家自然科学基金项目(42088101)和粤港澳大湾区气象科技协同攻关项目(GHMA2025Y01)资助

摘要 东亚寒潮的次季节预测对防灾减灾至关重要, 但其关键预报因子仍不明确。观测表明, 东亚冷事件的发生常伴随热带印度洋上活跃的MJO对流(MJO(0)位相3–4), 然而这一统计关系究竟反映的是同期热带对流的直接影响还是前期热带对流的超前调制作用, 尚有待厘清。基于观测资料和再分析数据, 本研究证明东亚冷事件主要是对前期MJO对流信号(即MJO(-1)位相6–8)的滞后响应, 而非对当前MJO对流的同期响应, 并进一步揭示了其背后的两条关键动力途径。当前期MJO处于位相6–7时, 西太平洋增强的对流激发向中高纬传播的罗斯贝波列, 在欧亚大陆形成正压结构的异常反气旋。该反气旋引导的东北风异常将高纬冷空气输送至东亚北部, 冷异常在低频西风背景下进一步东传, 从而导致东亚地区显著的平流冷却。随着MJO发展至位相8, 海洋性大陆上的抑制对流激发经向垂直环流, 在东亚上空产生异常上升运动并引起绝热冷却。上述两种动力机制协同作用, 使东亚气温在随后MJO位相3–4阶段达到最低值。可预报性分析进一步表明, 伴随前期MJO信号的寒潮事件, 其有效预报时效可延长至约25天, 显著高于无前期MJO信号时的约9天。这表明前期MJO是提升东亚寒潮次季节预报技巧的重要可预报性来源。本研究为利用热带季节内信号开展东亚极端冷事件的早期预警提供了重要的动力学依据。

关键词 东亚, 极端冷事件, 热带大气季节内振荡, 次季节预测

1 引言

冬季极端冷事件与寒潮对东亚地区构成严重威胁, 常造成巨大的社会经济影响、基础设施损毁乃至人员伤亡(Yang等, 2009; Zhou等, 2011; Chen J等, 2020)。因此, 识别此类灾害性事件的预报因子并提高其预报技巧, 已成为当前亟待解决的科学目标和现实需求(Liu F等, 2024)。提高此类气象灾害的可预报性, 有助于发布更及时的预警信息, 从而有效实施防灾减灾策略。

已有研究表明, 东亚冷事件的年际和季节内变率受到多种大尺度气候模态的影响, 比如厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)(Chen等, 2004; Ma和Chen, 2023)、北大西洋涛动(NAO)(Hong等, 2008; Park等, 2011; 周波涛等,

2025)以及热带大气季节内振荡(MJO)(Hong和Li, 2009; Kim等, 2020)。MJO表现为沿赤道缓慢东传的行星尺度的对流-环流耦合系统(Madden和Julian, 1972), 其气候影响范围可由热带延伸至高纬度地区(Cassou, 2008; Mori和Watanabe, 2008; Chen X等, 2020; Hsu等, 2020, 2021; Wang等, 2023; Cheng等, 2020, 2021), 从而为次季节-季节(S2S)预测提供了重要的物理基础(Waliser等, 2003; Yang等, 2023; Liu X等, 2024; Zhou等, 2024, 2025; Cheng等, 2025)。

观测与模拟研究均证实, 冬季MJO活动和东亚极端冷事件的发生存在显著的统计关联(Jeong等, 2005; He等, 2011; Song和Wu, 2019; Qian等, 2022; Zhang和Hsu, 2025)。具体而言, 当MJO对流活跃于东印度洋和

中文引用格式: 王璐, 周旋, 徐邦琪. 2026. 前期MJO增强东亚寒潮次季节可预报性的关键机制. 中国科学: 地球科学, 56(4): 1300–1314, doi: [10.1360/N072025-0354](https://doi.org/10.1360/N072025-0354)

英文引用格式: Wang L, Zhou X, Hsu P C. 2026. Preceding MJO enhances the subseasonal predictability of East Asian cold events via two dynamic pathways. Science China Earth Sciences, 69(4): 1259–1272, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1832-2>

海洋性大陆上空(对应MJO位相3–4)时, 极端冷事件的发生频率显著增加。然而, 关于连接这两种现象的物理机制, 学界尚存不同解释。

多数早期研究认为, 东亚降温是对同期MJO对流活动的直接响应(Hong和Li, 2009; Park等, 2010; Song和Wu, 2019; Qian等, 2022)。例如, 活跃于暖池区域的MJO对流会激发出一个局地哈德莱环流, 其上升支位于热带, 下沉支位于中纬度; 此时东亚地区对流层低层表现为显著的异常北风, 引导冷空气向南平流, 进而导致地表显著降温。另有研究提出, 东亚冷异常可能与环流响应(例如中国东北上空的异常气旋)所引发的上升运动及伴随的绝热冷却有关, 而该环流响应则源于东印度洋的MJO对流活动(Qian等, 2022)。

相反, 最近越来越多的研究基于观测合成分析提出了“滞后影响”的观点, 即东亚降温实际上可能反映了前期MJO相关热带对流的影响(Seo等, 2016; Kim等, 2020)。基于此观点, 那些与东印度洋活跃MJO(位相3–4)同时发生的极端冷事件, 不一定由同期的MJO对流强迫所引起, 而可能主要归因于前期MJO对流所触发的更早的环流异常。

上述两种相互竞争的假设——同步响应和滞后响应——引出了一个对于理解和预测东亚气候至关重要的问题: 伴随东印度洋MJO对流出现的东亚冷异常, 究竟是对同期MJO的直接、同步响应, 还是对前期MJO对流的滞后响应呢?

目前, 鲜有研究明确区分当前MJO和前期MJO这两类事件, 或定量评估它们对东亚冷异常的相对贡献。为此, 本研究依据前期MJO对流的存在与否, 将所有MJO事件划分为两个类型: 第一种类型是双周期MJO(double-cycle MJO, 简称DC MJO), 即当前MJO发生前存在一个前序MJO; 第二种类型是单周期MJO(single-cycle MJO, 简称SC MJO), 即当前MJO发生前无前序MJO, 属于独立发生的事件。这两类MJO在Matthews(2008)的研究中分别被称为继发型MJO和原发型MJO。相应地, 东亚冷事件也被划分为DC-MJO相关的冷事件和SC-MJO相关的冷事件。本研究旨在通过对这两类事件进行合成分析对比, 阐明同期MJO和前期MJO活动东亚降温过程的影响差异, 并揭示其背后的物理机制。

此外, 如果滞后响应机制是主导多数东亚冷事件的关键, 那么这对次季节可预报性具有重要启示。由于前期MJO的动力场和热力场信号已包含在模式的初始条件中, 其持续性影响可作为次季节预报技巧提升的重要来源。为验证这一点, 本研究采用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的S2S预测系统的回报数据, 评估检验与DC-

MJO和SC-MJO相关的东亚冷事件的预报技巧是否存在显著差异。

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 观测和再分析数据

美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的逐日对外长波辐射资料(OLR; Liebmam和Smith, 1996), 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; 美国国家环境预测中心和能源部(NCEP/DOE)共同开发的逐日再分析资料II(Kanamitsu等, 2002), 要素包括温度、水平风场、垂直速度场、位势高度场、温度场和比湿场等, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本文研究时段为1979–2022年10月至3月。

2.1.2 回报数据

为评估东亚冷事件的次季节可预报性并检验MJO影响东亚降温物理过程的预报技巧, 本研究采用了S2S比较项目中ECMWF模式输出的回报数据(Vitart等, 2017)。选用ECMWF模式的原因在于其对MJO及其热带外遥相关的模拟表现出众(Vitart, 2017; Wang等, 2019; Xie等, 2024)。该数据集来自2020年6月发布的CY47R1版本, 回报时段为2000–2019年, 每周预报两次, 预报时效为46天, 共包含11个集合成员。模式数据的原始分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$, 为了便于和其他资料进行对比, 已将其插值至 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

2.2 方法

2.2.1 季节内信号的提取

本研究聚焦于20–200天的季节内信号, 选取该时间尺度是因为它既能有效保留MJO的完整信号谱, 又能最大程度地减少高频天气扰动和低频年际变率的干扰, 这与前人研究一致(Matthews, 2000)。

对于观测和再分析资料, 季节内信号的提取均采用20–200天的Lanczos带通滤波器(权重系数为241)。在滤波之前, 需预先去除原始数据的年循环(1979–2022年逐日平均)和前3个谐波。此外, 我们采用了更窄的季节内频段(20–100天和20–80天)进行了相同的分析, 不同滤波时段下结论的一致性表明本研究结果对所选的季节内时段并不敏感。

由于S2S回报数据的长度有限且不连续, 传统的带通滤波方法在技术上难以实施。因此, 我们采用Hsu等(2015)提出的非带通滤波方法来估算回报数据的20–200

天信号。具体步骤如下：第一，在每个回报样本之前拼接108天的观测数据以延长回报数据的时间长度；第二，从原始数据中去除年循环信号得到异常场；第三，通过在异常场中减去前100天的平均值，以滤除周期大于200天的低频变率；最后，通过计算前10天的平均值，以滤除周期小于20天的高频变率。

2.2.2 MJO事件的识别和分类

参考Matthews(2000)的方法，本研究首先对热带地区经向平均(25°S–25°N)的20–200天OLR异常场进行经验正交函数分解，提取前两个主成分(PC1与PC2)。随后，基于PC1和PC2来定义MJO的位相和振幅(Wheeler和Hendon, 2004)。当MJO振幅($\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$)大于0.4时，定义为MJO活跃期。基于此，将MJO的生命周期划分为8个位相：位相2–3代表活跃对流位于印度洋、抑制对流位于西太平洋；位相4–5代表活跃对流位于印度尼西亚(海洋性大陆)、抑制对流位于西半球；位相6–7代表活跃对流位于西太平洋、抑制对流位于印度洋；位相8–1代表活跃对流位于西半球、抑制对流位于印度尼西亚。

在此基础上，若MJO从印度洋持续东传至西太平洋，且经历完整的位相演变序列“2–3–4–5–6–7–8–1”，则可定义为一个MJO事件。随后，依据事件之间的连续性将MJO事件分为两组：若当前MJO事件紧随在前一个MJO之后，其连续位相序列表现为“6–7–8–1–2–3–4–5–6–7–8–1”时，则将其划分为双周期MJO(DC-MJO)；反之，若当前MJO事件发生前无前序MJO出现，则将其划分为单周期MJO(SC-MJO)。根据此定义，1979–2022年冬半年共识别出69个DC MJO事件和20个SC MJO事件。

为便于合成分析，将当前MJO(即MJO(0))位于位相3的日期定义为第0天，并将DC-MJO事件中的前一个MJO记为MJO(-1)。

2.2.3 东亚冷事件的识别和分类

东亚冷事件(ECEs)是基于东亚地区(105°–120°E, 25°–45°N)20–200天滤波的2米温度(T2m)异常场区域平均值来定义的。当该T2m异常场区域平均值连续5天及以上低于-1个标准差时，即判定为一个冷事件。在此期间，T2m异常达到最小值的日期被定义为该事件的最冷日(记为D0)。

随后，依据最冷日之前的MJO活动特征将ECEs分为两组：如果最冷日前35天内(即D-35至D0)的MJO位相演变表现为“6–7–8–1–2–3”，则该冷事件被归类为DC-MJO ECEs；反之，如果冷事件在最冷日前10天内(D-10至D0)

出现MJO位相3或4，而在更早时段(D-35至D-11)无MJO活动，则将其归类为SC-MJO ECEs。

在1979–2022年冬半年，共识别出115个ECEs，其中包含37个DC-MJO ECEs和18个SC-MJO ECEs。在ECMWF回报数据涵盖的20年(2000–2019年)中，共有51个ECEs，其中包括17个DC-MJO ECEs和10个SC-MJO ECEs。上述结果表明，当ECEs与东印度洋MJO活跃对流同时发生时，约65%的事件均伴随一个前期MJO信号。

2.2.4 温度收支诊断

为了深入理解导致温度变化的物理过程，本研究采用了基于热力学方程的季节内温度倾向诊断方法：

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -\left(u\frac{\partial T'}{\partial x}\right)' - \left(v\frac{\partial T'}{\partial y}\right)' + \left[\left(\frac{R}{C_p}\frac{T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p}\right)\omega\right]' + (Q_{\text{Dia}})' + \text{Res} \quad (1)$$

其中， T 是温度， u 是纬向风， v 是经向风， ω 是垂直速度， R 是气体常数， C_p 是恒压比热， p 是气压。方程从左到右，分别为温度倾向、水平温度平流(ZA)，经向温度平流(MA)，绝热项(Adia)、非绝热项(Dia)和残差项(Res)。 $'$ 代表用带通滤波方法提取的季节内分量(20–200天)。

为了量化不同时间尺度相互作用的贡献，每个变量可分解为三部分：

$$A = A^* + A' + \bar{A} \quad (2)$$

其中， $*$ 代表高频变率(<20天)， $'$ 代表季节内变率(20–200天)， $\bar{}$ 代表低频变率(>200天)。

基于公式(2)，公式(1)右端的任意一项都可进一步分解为9项。以ZA为例：

$$\begin{aligned} -\left(u\frac{\partial T'}{\partial x}\right)' &= -\left(\bar{u}\frac{\partial \bar{T}}{\partial x}\right)' - \left(\bar{u}\frac{\partial T'}{\partial x}\right)' - \left(\bar{u}\frac{\partial T^*}{\partial x}\right)' \\ &\quad - \left(u'\frac{\partial \bar{T}}{\partial x}\right)' - \left(u'\frac{\partial T'}{\partial x}\right)' - \left(u'\frac{\partial T^*}{\partial x}\right)' \\ &\quad - \left(u^*\frac{\partial \bar{T}}{\partial x}\right)' - \left(u^*\frac{\partial T'}{\partial x}\right)' - \left(u^*\frac{\partial T^*}{\partial x}\right)' \end{aligned} \quad (3)$$

3 前期MJO和后续东亚降温的超前滞后关系

为阐明MJO活动和东亚降温之间的关联，本节采用了两个互补的分析视角。第一种视角以ECEs为中心(第3.1节)，分析观测中ECEs前期和同期的MJO活动演变特征；第二种视角以MJO为中心(第3.2节)，通过比较DC MJO和SC MJO对应的东亚温度演变特征，评估前期MJO的存在与否对后续东亚地区降温的调控作用。

3.1 与东亚冷事件相关的MJO活动

首先, 图1展示了所有ECEs在最冷日及其前期阶段的MJO位相分布。MJO指数和位相的计算方法详见第2.2.2节。在最冷日当天(D0, 图1A), MJO位相3-4的分布呈现显著的峰值, 约占所有事件的46.7%。在最冷日前15天(D-15, 图1B), MJO在位相8-1(西太平洋/西半球)的出现频率最高, 合计约达39.1%。在更早的30天前(D-30, 图1C), MJO出现最频繁的位相转变为位相7(西太平洋), 占有所有事件的20.3%。这种MJO位相分布的系统性演变表明, ECEs不仅倾向于发生在MJO位相3-4期间, 而且更易在MJO经历位相7-8-1之后出现。这种清晰的位相依赖关系意味着前期MJO对东亚降温过程的发展具有显著的滞后影响。

为进一步验证前期MJO的可能影响, 本研究采用了第2.2.3节定义的ECEs分类方法, 即将ECEs区分为DC-MJO ECEs(前期存在MJO)和SC-MJO ECEs(仅有同期MJO)。热带OLR异常场的合成结果(图2A、2B)表明, 尽管两组ECEs在D-15至D+15期间均存在同期的MJO增强对流, 但SC-MJO ECEs中缺少了前期的MJO信号(MJO(-1))。因此, 两组冷事件在东亚降温强度或时间演变上观测到的任何差异, 均可明确归因于前期MJO的影响。

图2C展示了东亚区域平均T2m异常随时间的演变特征。结果显示, DC-MJO ECEs的降温强度明显强于SC-MJO ECEs。在最冷日当天, 两类事件的温度差约为1 K (-4.5 K vs. -3.5 K)。这一定量结果表明, 前期MJO的存在对大气环流具有显著的调制作用, 从而有利于更强东亚冷事件的发展。

3.2 与双周期MJO和单周期MJO有关的东亚降温

为了与ECEs视角的分析形成互补, 本节进一步研究了东亚气温异常相对于MJO生命周期的演变, 该分析不依赖于预先挑选的冷事件。首先, DC MJO和SC MJO事件合成的热带OLR异常场(图3A和3B)清晰地展示了两类事件具有不同的对流演变特征。

接着, 为了阐明两类MJO事件对东亚降温的不同影响, 我们分析了东亚地区T2m异常的最冷日相对于MJO演变出现的时间。图3C和3D中的结果显示, 两类事件在时间分布上呈现显著的差异。对于DC MJO事件(图3C), 气温的最冷日主要发生在第0天之后, 频率峰值约出现在第4天, 这意味着东亚冷空气的累积往往在MJO(0)位相3之后不久达到峰值。而对于SC MJO事件(图3D), 气温的最冷日大多发生在第0天之前, 峰值约出现在第-4天, 此时MJO对流尚处于发展阶段。考虑到地表气温对大气强迫的响应通常存在滞后性, 早于SC MJO事件发生的降温过程可能并非由当前MJO强迫形成。相反, 这些冷异常可能是由中纬度内部变率所激发, 并进而作用于热带对流并触发后续的MJO事件——这可能代表了中纬度影响热带的物理机制。

综上所述, 无论是以ECEs为中心(第3.1节)还是以MJO为中心(第3.2节)的分析视角, 均一致表明: 前期MJO的对流活动在与东印度洋MJO(即MJO(0)的位相3-4)同期出现的东亚冷异常的形成过程中起着关键作用。鉴于本节清晰地揭示了DC MJO事件与东亚降温的紧密联系, 第4节的分析将仅聚焦于DC MJO事件。

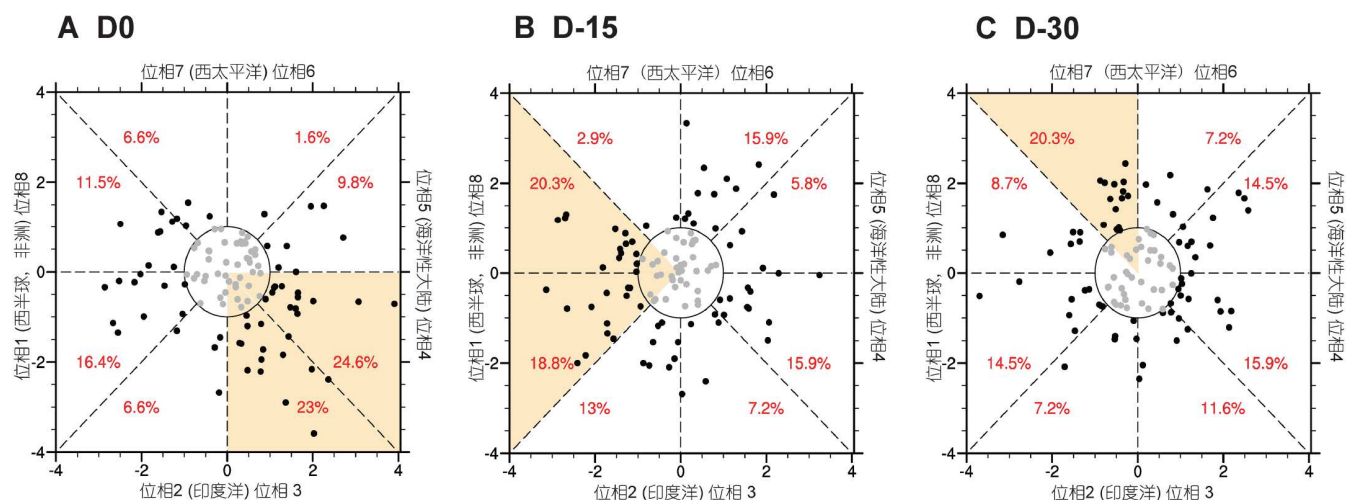


图1 东亚冷事件(ECEs)在最冷日及其前期阶段的MJO位相分布。其中(A)为最冷日(D0), (B)为最冷日前15天(D-15), (C)为最冷日前30天(D-30)。圆点代表MJO指数, 红色百分比为每个位相内强MJO天数(MJO指数大于1)的出现频率, 其计算方法为在该位相的强MJO天数与所有强MJO天数之比

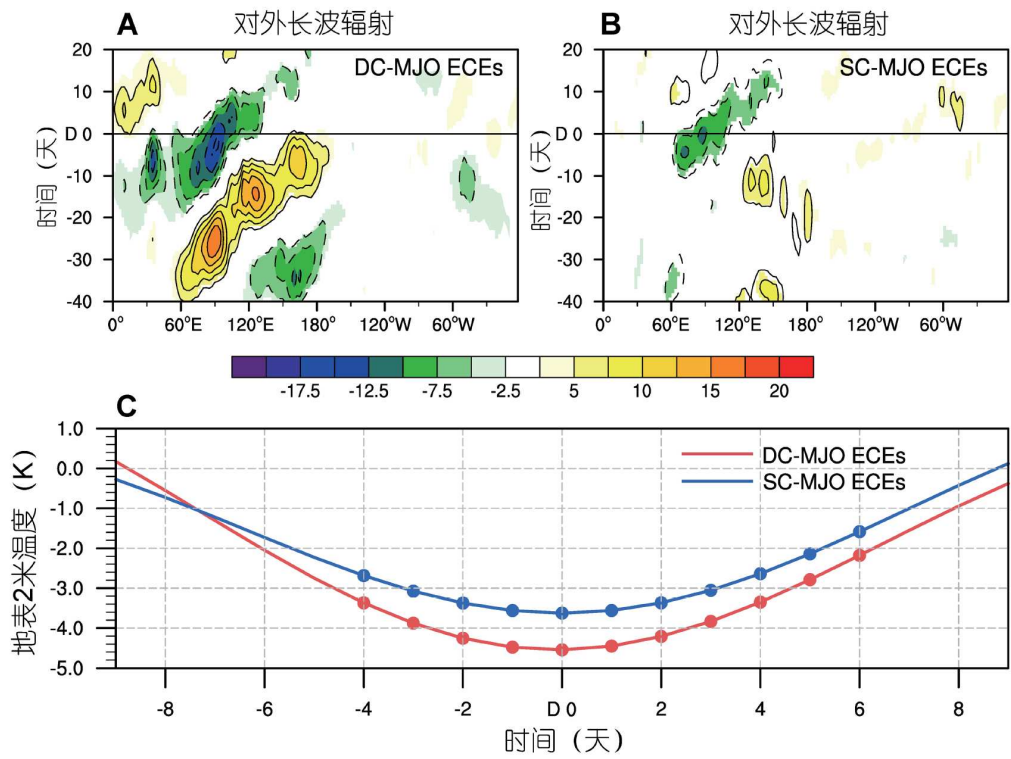


图2 (A)DC-MJO ECEs和(B)SC-MJO ECEs合成的赤道平均(10°S–10°N)季节内OLR异常场(W/m^2)的时间-经度传播图。D0代表每个事件的最冷日,阴影代表通过95%的置信度检验的OLR异常场。(C)东亚地区(EA, 105°–120°E, 25°–45°N)区域平均的季节内2m气温(T2m)异常场(K)的时间演变,其中红线为DC-MJO ECEs,蓝线为SC-MJO ECEs。圆点代表该日期下,根据学生 t 检验两类冷事件的温度差异通过95%置信度水平

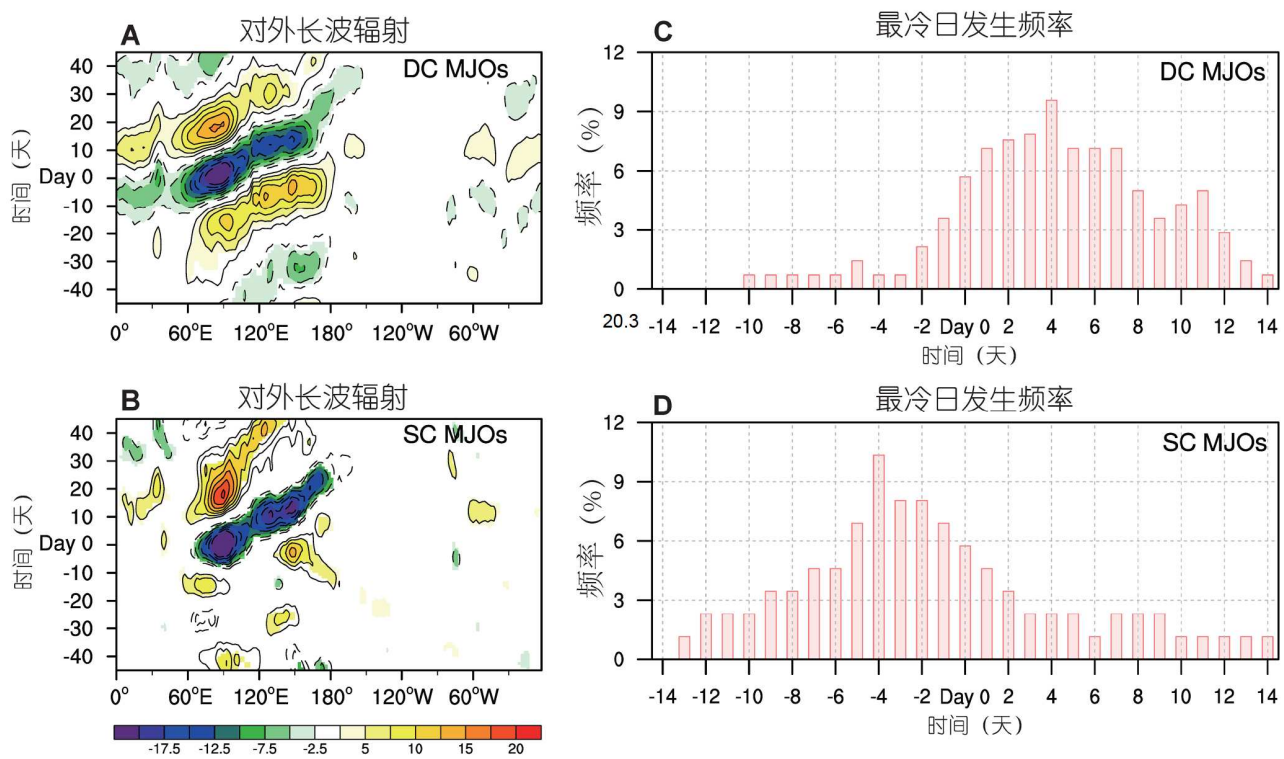


图3 (A、B)同图2A、2B,但分别为(A)DC MJO和(B)SC MJO事件的合成结果,第0天为当前MJO位于位相3的天数。(C、D)东亚地区T2m异常最冷日的发生频率(%), (C)对应DC MJO事件, (D)对应SC MJO事件

4 前期MJO对东亚降温的滞后影响机制

4.1 东亚降温的温度诊断分析

为了探究前期MJO引起随后东亚降温的物理机制,本研究首先对东亚地区20–200天滤波的850 hPa温度异常场进行了温度收支诊断。选择该区域是因为该区域气温在MJO传播过程中表现出显著的变化(图4A–4D)。另外,之所以选择850 hPa层进行诊断,是因为该高度的温度变化与近地表气温密切相关(图略)。

基于公式(1),图4E展示了东亚地区850 hPa温度异常、倾向以及各物理过程的演变。东亚冷异常在第4天达到峰值,而降温倾向在第–8天至第–2天期间最为显著,因此我们将其定义为东亚降温阶段。在该阶段,绝热项和纬向平流项对大气起冷却作用(表现为负值),而经向平流和非绝热项则使得大气增暖(表现为正值)。因此,后续的分析将聚焦于降温阶段的绝热和纬向平流异常的形成机制。

接着,基于公式(3)可将绝热和纬向平流异常进行分解,以进一步揭示其主导项。如图4F所示,绝热项的负异常主要与季节内上升运动有关(蓝色&粗边),而纬向平流负异常则主要源自平均纬向风平流季节内温度异常

(绿色&粗边)。因此,深入理解季节内异常上升运动的形成机制,以及与平均纬向风和季节内温度异常相关的纬向平流机制对于阐明降温阶段的温度变化机理至关重要。

4.2 机制1: 通过局地上升运动引起的绝热冷却 (Adia)

图5展示了沿105°–120°E平均的季节内垂直运动异常场的经向-垂直剖面。如图所示,在第–9天至第0天期间,东亚地区有显著的上升运动,该上升运动与局地的经圈翻转环流有关,环流的下沉支位于赤道以北地区。进一步分析发现,热带下沉支的出现时间早于东亚上升支。例如赤道地区的下沉运动异常在第–15天已明显可见,而此时东亚上升支尚未形成。这种演变顺序表明局地的经圈翻转环流应是热带下沉运动所激发的,随后导致东亚地区产生补偿性的上升运动。

热带OLR异常场的水平分布(图6)显示,热带下沉运动与第–15天时位于海洋性大陆的MJO抑制对流有关。这种抑制对流代表MJO的干位相,在第–15天至第0天期间从海洋性大陆东传至了西太平洋。根据图3A,该干位相是MJO(–1)的一部分,其湿位相大约在第–45天已经出

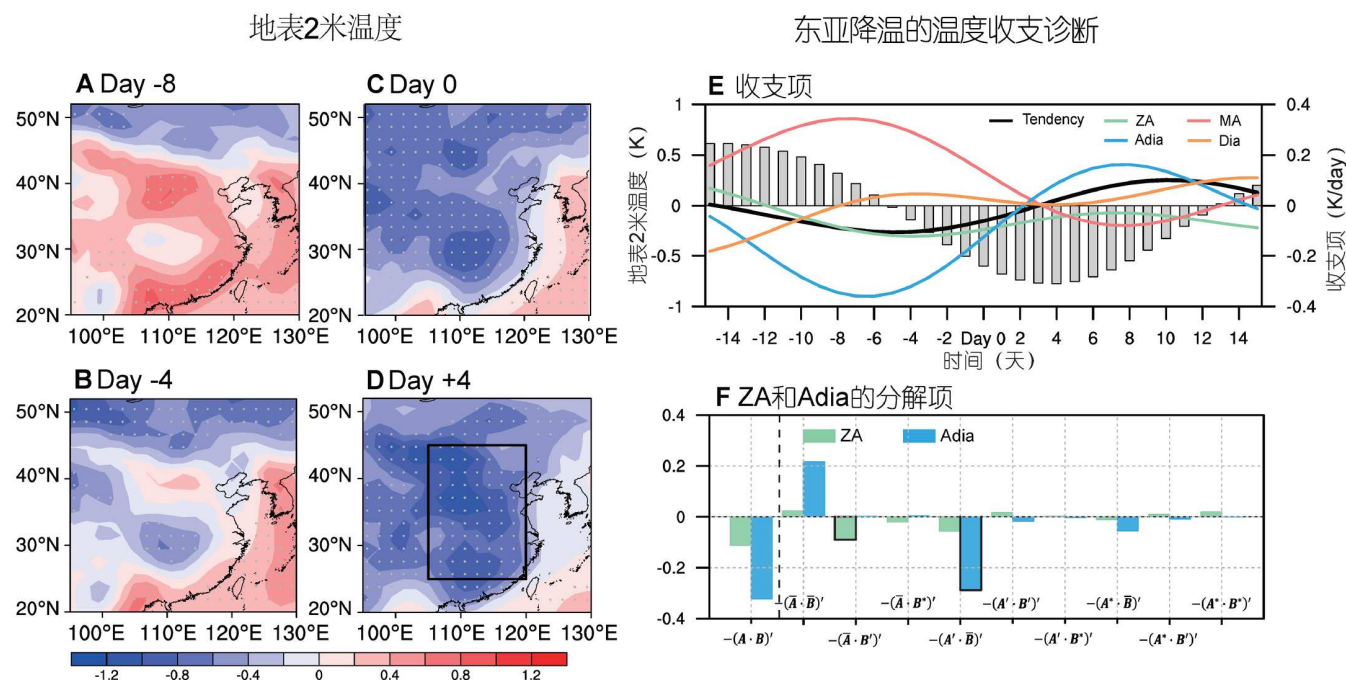


图4 (A–D)DC MJO事件对应的季节内T2m异常场(K)的时空演变。(D)中黑色方框代表东亚地区(105°–120°E, 25°–45°N),打点代表T2m异常场通过95%置信水平检验。(E)东亚区域平均的季节内T2m异常场(灰色柱状图, K)及其倾向(黑线, K/day)的时间演变。彩色线条为对温度倾向有贡献的物理过程,分别是公式(1)中的纬向温度平流(ZA, 绿色)、经向温度平流(MA, 红色)、绝热项(Adia, 蓝色)和非绝热项(Dia, 黄色)。(F)基于公

式(3)对第–8天至第–2天平均的ZA(绿色)和Adia(蓝色)的分解结果,其中黑色粗边的项为ZA的主导项 $-\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}\right)$ 和Adia的主导项 $\left[\omega' \left(\frac{\bar{R}}{C_p} \frac{\bar{T}}{P} - \frac{\partial \bar{T}}{\partial p}\right)\right]$

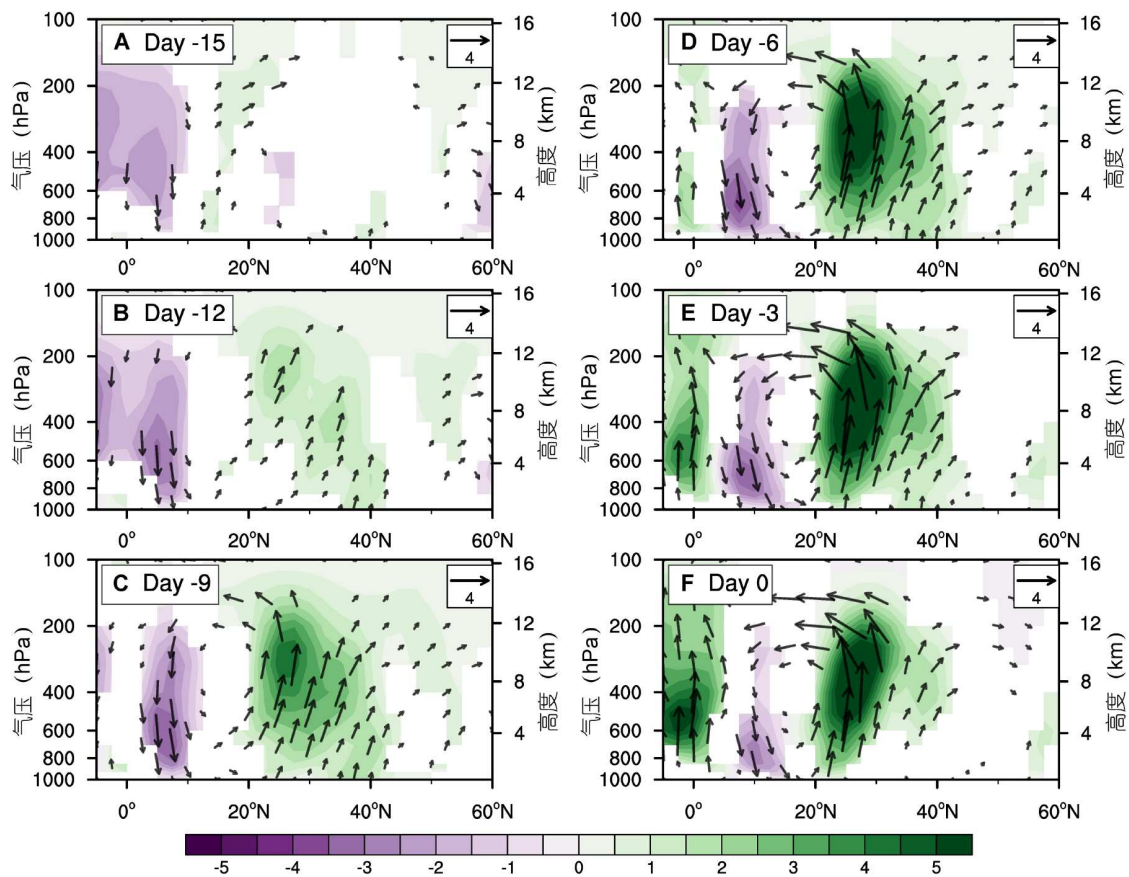


图5 DC MJO事件在第-15天至第0天合成的季节内垂直运动异常场(阴影, 10^{-2} Pa/s)和垂直环流异常场(箭头)的经向-垂直剖面(105° – 120° E平均)。箭头代表经向风异常(m/s)和垂直速度异常(10^{-2} Pa/s), 阴影区域和箭头都通过95%的置信水平检验

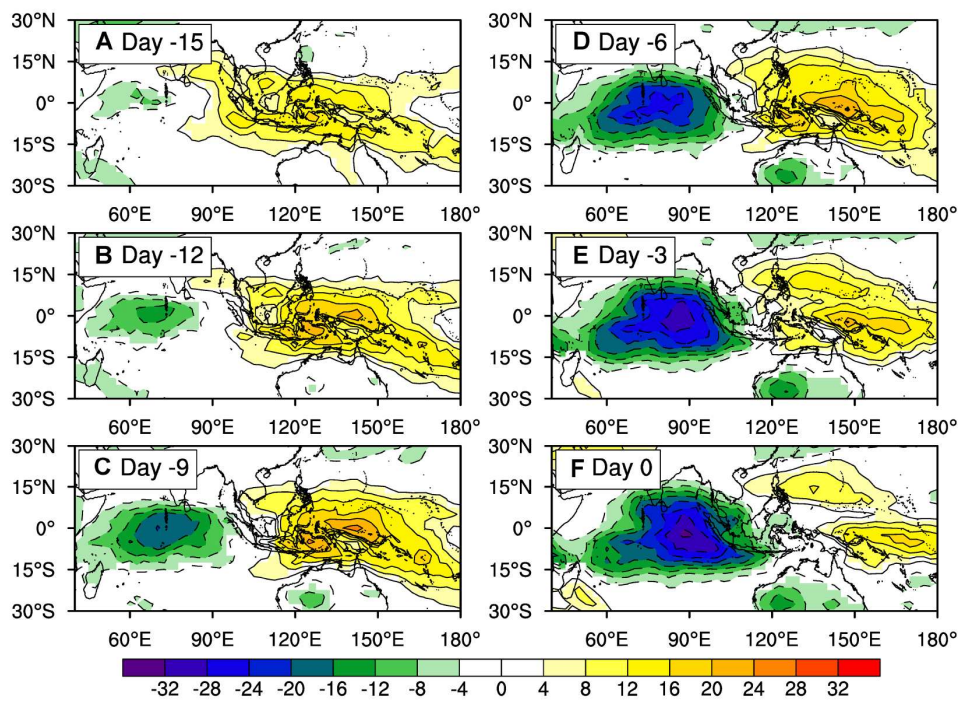


图6 DC MJO事件在第-15天至第0天合成的季节内OLR异常场(W/m^2)。阴影代表OLR异常场通过95%的置信水平检验

现,并在第-15天前后越过日界线后减弱消失。鉴于MJO每个位相的持续时间通常约为5天,且第0天对应MJO(0)的位相3,因此第-15天大致与MJO(-1)的位相8重合。这一结果与图1B所示结论一致,即东亚冷事件倾向于在MJO位相8-1之后约15天时发生。

4.3 机制2: 通过上游冷异常引起的纬向平流(ZA)

通过合成850 hPa温度异常的水平演变(图7中的阴影)可知,在第-8天时东亚北部地区出现了显著的温度冷异常(45°–55°N, 60°–90°E, 图7A中的红色方框)。与此同时,850 hPa低频背景纬向风(图7中的箭头)在50°–60°N附近表现为强西风带,并在中国东部转为西北风。这种低频风场将上游地区的冷空气输送至东亚地区,导致东亚在降温阶段出现较强的冷平流。因此,东亚北部冷异常的形成是纬向平流机制得以成立的先决条件。

为了探究东亚北部冷异常的形成原因,我们对该地区的温度异常场进行了收支诊断。如图8A所示,东亚北

部区域的冷异常在第-6天达到峰值,温度倾向约在第-15天至第-9天最显著。该负温度倾向主要与负MA有关,其他物理过程则表现为正值或者接近于0。对第-15天至第-9天的MA进行分解发现(图8B),其负值主要是季节内异常风场平流背景温度这一项所引起的。

图9展示了850 hPa季节内环流场和低频温度场的水平演变。结果显示东亚北部区域的冷平流是由异常东北风所引起,该风场与东欧上空的异常反气旋有关。由于背景温度分布为北冷南暖,异常东北风通过将极地的冷空气向南输送至东亚北部地区,导致了东亚北部地区降温。

进一步,我们通过分析季节内热带对流和中纬度高层环流的时空演变(图10),来追溯东欧异常反气旋的来源。首先,在第-10天时东欧地区已建立了显著的异常反气旋(图10E),与图9中850 hPa环流的结果一致,这表明异常反气旋表具有正压垂直结构。根据波活动通量的传播路径,异常反气旋与一支在第-30天时起源于西太平洋的罗斯贝波列有关,该波列受西太平洋地区增强的对流

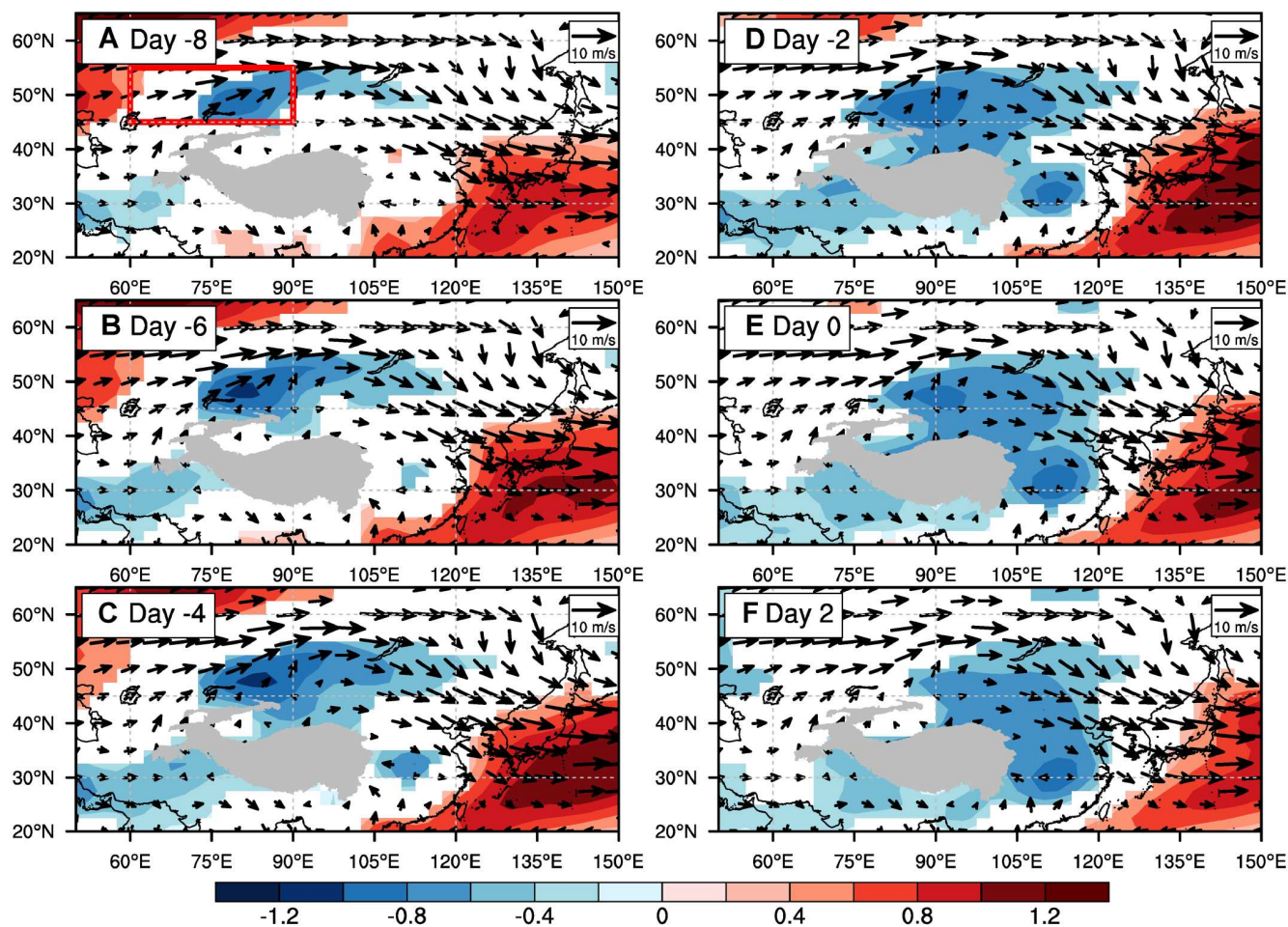


图7 DC MJO事件在第-8天至第+2天合成的850 hPa季节内温度异常场(阴影, K)和低频背景风场(箭头, m/s)。阴影代表温度异常场通过95%的置信水平检验

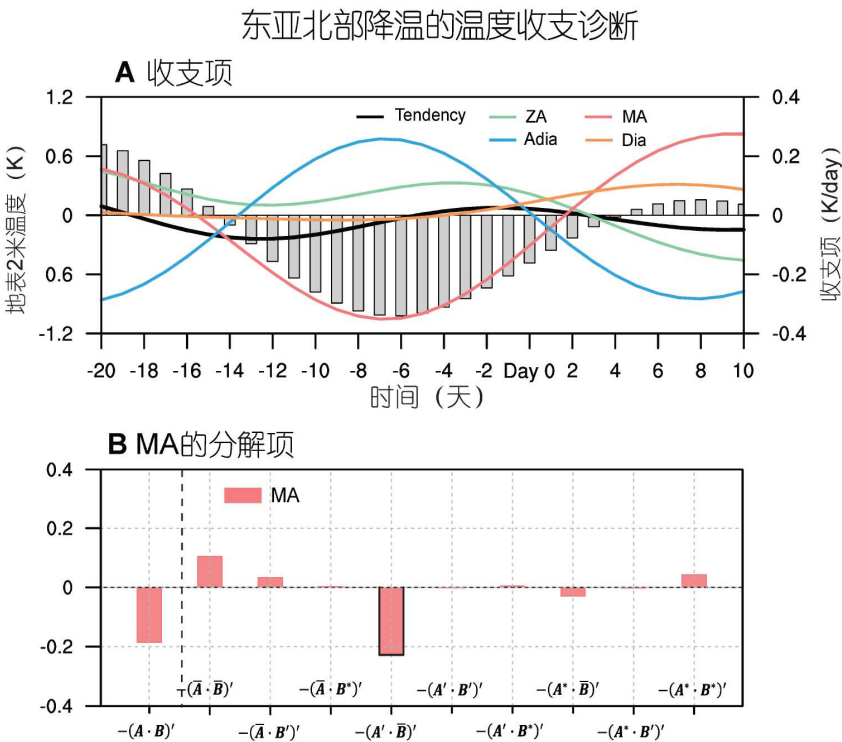


图8 (A)同图4E, 但为东亚北部区域的温度诊断结果。(B)MA在第-15天至第-9天期间的分解结果, 用黑色粗边标注的主导项为 $-\left(\mathbf{v} \cdot \frac{\partial \bar{\mathbf{T}}}{\partial \mathbf{y}}\right)'$

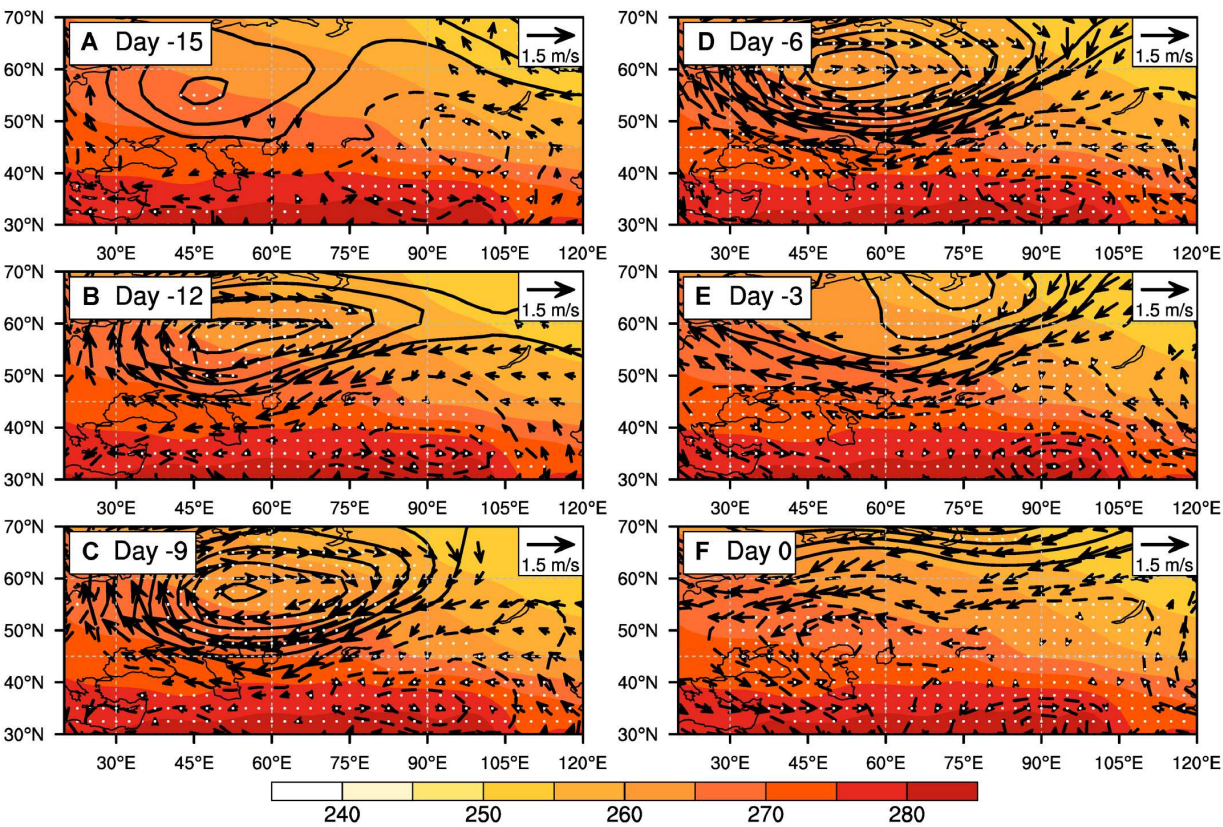


图9 DC MJO事件在第-15天至第0天合成的850 hPa季节内水平风异常场(箭头, m/s)、季节内位势高度异常场(等值线, gpm)和低频背景温度场(阴影, K)。打点区域和箭头分别代表位势高度和水平风异常场通过95%的置信水平检验

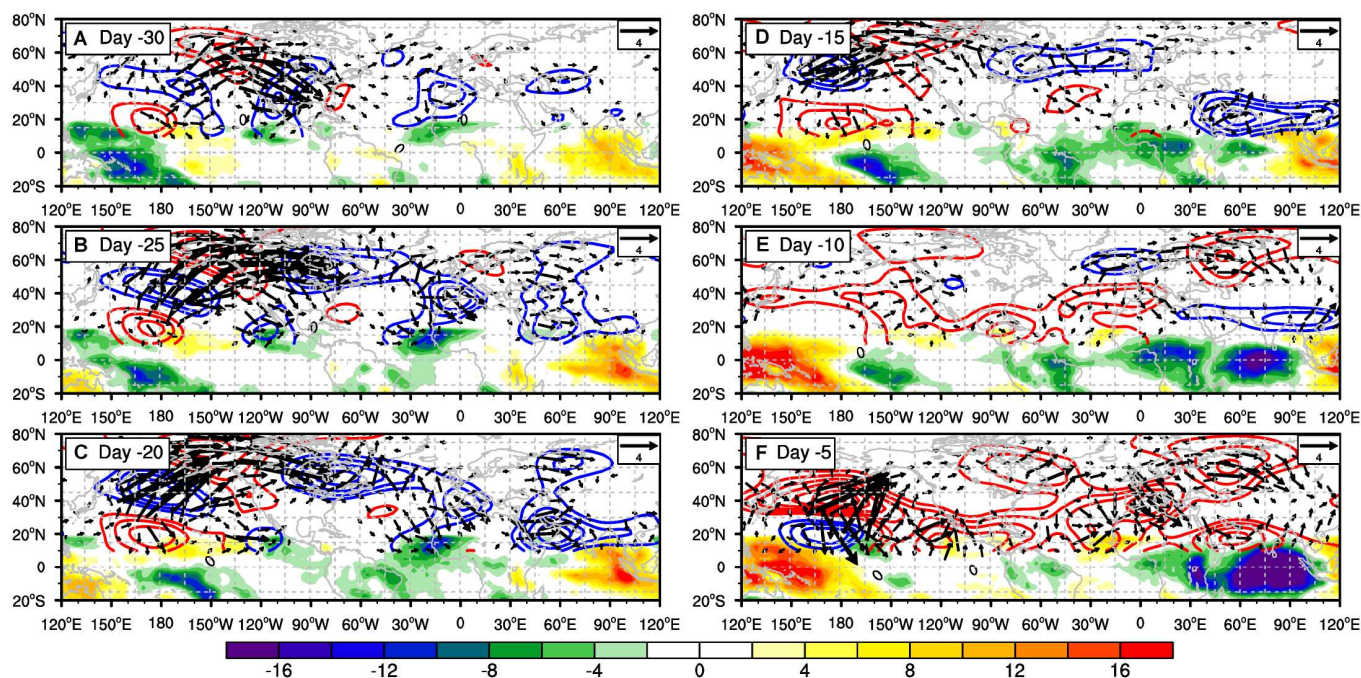


图10 DC MJO事件在第-30天至第-5天合成的季节内OLR异常场(阴影, W/m^2)、300 hPa流函数异常场(等值线, $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)和300 hPa波活动通量异常场(箭头, m^2/s^2)

活动激发形成。基于图3A可知,第-30天时位于西太平洋上的增强对流与MJO(-1)的湿位相对应,大致位于MJO位相6-7。

总之,温度收支诊断和动力学分析结果表明,绝热冷却(Adia)和纬向平流(ZA)是导致在MJO(0)位相3-4期间观测到的东亚显著降温的主要协同影响机制。重要的是这两种机制虽然均与MJO(-1)有关,但却是受不同位相下的MJO热带对流强迫形成。负Adia与MJO(-1)中位于海洋性大陆的抑制对流有关(即位相8),而负ZA则是MJO(-1)中位于西太平洋的增强对流(即位相6-7)通过激发中纬度罗斯贝波列所引起。

5 前期MJO在东亚降温次季节预测中的作用

基于第4节的观测分析,本节将围绕次季节预测的两个核心问题展开探讨:(1)在动力预报系统中,绝热和纬向平流过程是否仍是影响东亚冷事件的关键机制?(2)前期MJO的存在是否能显著提升东亚冷事件的次季节可预测性?

5.1 绝热和纬向平流过程在次季节预测技巧中的关键作用

为阐明绝热和纬向平流在东亚冷事件预测中的作用,本研究针对DC-MJO ECEs,对比分析了不同集合成员的

预测技巧。集合成员之间的差异主要反映了大气内部变率的模拟不确定性。分析逻辑如下:若预测技巧高的集合成员能够准确捕捉绝热和纬向平流过程,而预测技巧低的集合成员未能再现这些过程,则可证明这两个物理过程对提升东亚冷事件的动力预测具有重要作用。

首先,我们采用归一化均方根误差(NRMSE)来衡量每个冷事件的T2m次季节预测技巧。NRMSE的计算时段为每个冷事件最冷日前后各两天(D-2至D+2),并取提前10-30天预报的平均值作为该事件的NRMSE。如图11A所示,不同集合成员间的预测技巧存在显著差异。基于此,我们将每个事件中NRMSE值最小的集合成员划分为好成员组,NRMSE值最大的集合成员划分为差成员组。

图11B展示了两个集合成员组在不同提前天数下的平均NRMSE评分。两组之间的差距在提前15天左右开始变得明显,并在提前25-30天期间达到最大值。因此,后续将重点对比提前25-30天内好成员组和差成员组预测的季节内环流特征。

图12对比了观测的T2m异常与好成员、差成员的预测结果。如图所示,好成员组能更精准地再现与观测接近的东亚冷异常模态(图12B),而差成员组则表现出较大偏差(图12C)。进一步地,我们对比了引起绝热和纬向平流冷却过程的两个关键前兆环流系统——欧亚反气旋和南海下沉运动的预测情况。如图12E和12H所示,好成员

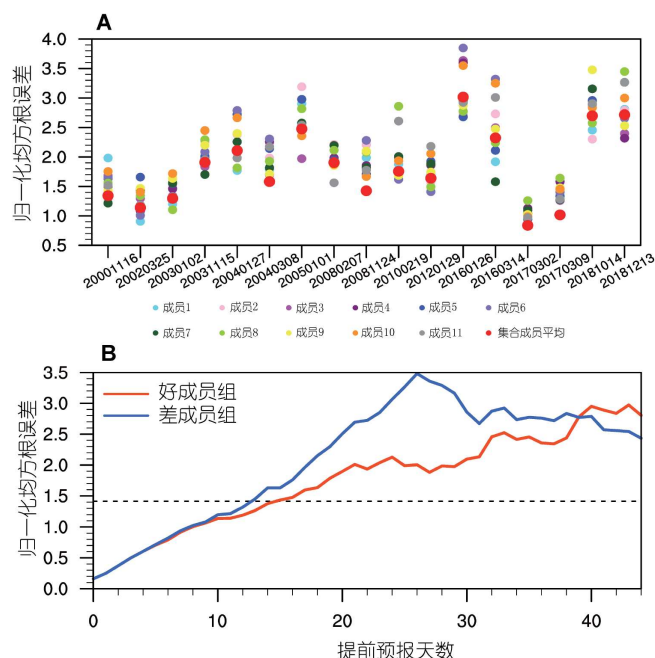


图11 (A)不同集合成员对所有DC-MJO ECEs的次季节预测技巧评分。评分指标为提前10–30天预报季节内T2m异常平均的归一化均方根误差(NRMSE),一个点代表一个集合成员预测一个冷事件的NRMSE值。(B)好成员组(红线)和差成员组(蓝线)的平均NRMSE随提前预报时间的演变

组成成功地预测出这些关键的前兆环流系统。相比之下,在差成员组的预报中,这些环流系统的发展整体偏弱或缺失(图12F和12I)。另外,好成员中较低的NRMSE和差成员中较高的NRMSE进一步印证了预报结果的差异。以上结果表明,东亚冷事件的预测技巧与绝热和纬向平流的精准表征密切相关。因此,这两种过程不仅是观测中重要的物理机制,也是动力模式中预测技巧的关键来源。

5.2 前期MJO对可预报性的提升作用

为量化前期MJO对增强次季节可预报性的贡献,我们对比了DC-MJO ECEs和SC-MJO ECEs的预报技巧(图13B和13D)。这里采用的是模式预测和观测结果之间的时间相关系数(TCC)来代表次季节预报技巧,具体计算步骤如下:将ECEs作为目标事件,针对每个目标事件,选取最冷日的前后各5天的时间窗口(D-5至D+5),然后计算所有事件选定日期下的东亚区域平均T2m异常场的TCC评分(例如10个目标事件对应110个样本)。该方法已广泛应用在以往的S2S可预测性研究中(如Yang等,2018)。

图13C比较了两组冷事件的TCC技巧评分,结果显示无论是单个集合成员还是集合平均,DC MJO ECEs的预

报技巧均显著高于SC MJO ECEs。若将TCC=0.6作为有效预报天数的阈值,那么集合平均的结果显示DC-MJO ECEs的有效预报天数为25天,而SC-MJO ECEs仅为9天。这种差异证明受前期MJO影响的东亚冷事件具有更高的可预报性,凸显了MJO(-1)是次季节可预报性一个重要来源。

由于在考虑所有样本量的情况下,DC-MJO ECEs的平均降温幅度(-3.5 K)强于SC-MJO ECEs(-2.65 K)(图13A和13B)。为避免冷事件振幅对TCC的影响,我们挑选出中等强度的冷事件(降温幅度小于-4 K)再次进行了TCC技巧评估。在该条件限制下,两组冷事件的平均降温幅度较为接近(DC-MJO ECEs为-2.77 K, SC-MJO ECEs为-2.56 K)。图13D展示了两组中等强度冷事件的TCC评分,尽管整体预报技巧略有下降,但可预报性的关系仍保持不变:集合平均对SC-MJO ECEs的有效预报天数达到18天,而SC-MJO ECEs仍只有9天。

进一步,图14比较了观测的T2m异常场和不同提前天数下预报的T2m异常场的空间分布。结果显示,ECMWF模式能够大致重现冷异常的空间分布特征,尤其是在DC-MJO ECEs中,其在提前20天内的预测结果与观测结果都较为接近。相比之下,SC-MJO ECEs的预报水平下降得更快,模式整体低估了冷异常的强度,模拟偏差也随着提前天数的增加而增大。

6 总结和讨论

理解东亚冷事件(ECEs)的物理机制并提升其次季节可预测性,对于人口密集地区的防灾减灾至关重要。尽管ECEs常发生在MJO位于东印度洋时期(位相3–4),但本研究揭示,大多数冷事件并非是对同期MJO(MJO(0))的直接响应,而是对前期MJO(MJO(-1))的滞后响应。

通过将ECEs划分为与双周期MJO(DC MJO)和单周期MJO(SC MJO)相关的事件,我们发现发生在MJO位相3–4的冷事件中,约65%的事件伴随前期MJO信号,且这些DC-MJO ECEs的降温幅度(-4.5 K)显著强于SC-MJO ECEs(-3.5 K)。进一步分析冷事件最冷日的出现时间表明,SC-MJO ECEs的降温发生时间明显早于同期MJO对流的成熟期,这意味着该类事件不太可能是由MJO驱动的。

东亚地区降温对前期MJO的滞后响应可通过两条动力路径进行解释(图15)。当MJO(-1)处于位相6–7时,西太平洋地区的活跃对流通过激发中纬度罗斯贝波列,导致东欧上空形成正压垂直结构的异常反气旋。与该异常反气旋相关的异常东北风将极地冷空气向南平流,引起东亚北部地区的降温。随后,东亚北部地区的冷空气被

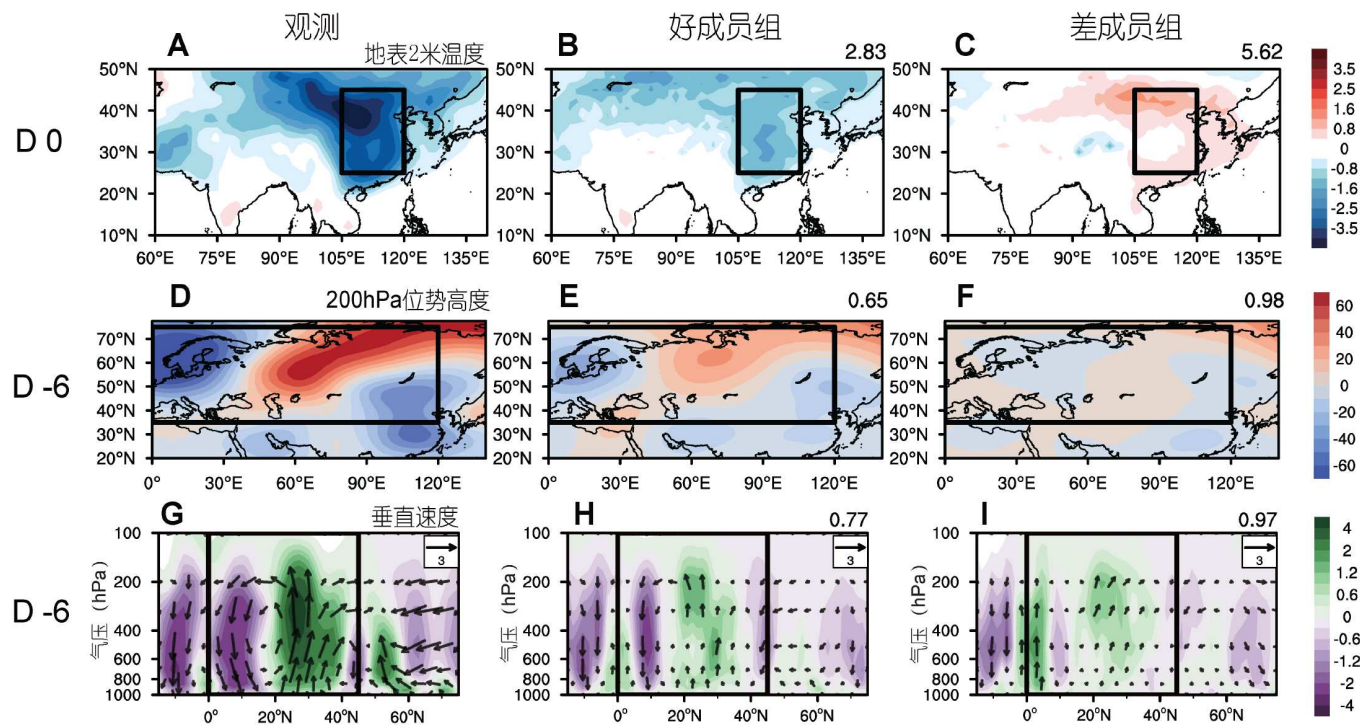


图 12 (A)观测中DC-MJO ECEs在最冷日的季节内T2m异常场, (B、C)同(A), 但分别为好成员组和差成员组提前20–30天平均的预测结果。(D–F)同(A–C), 但为最冷日前6天的200 hPa位势高度异常场。(G–I)同(A–C), 但为最冷日前6天的垂直速度异常场。图中的黑色方框为NRMSE的计算区域, 右上角为NRMSE值

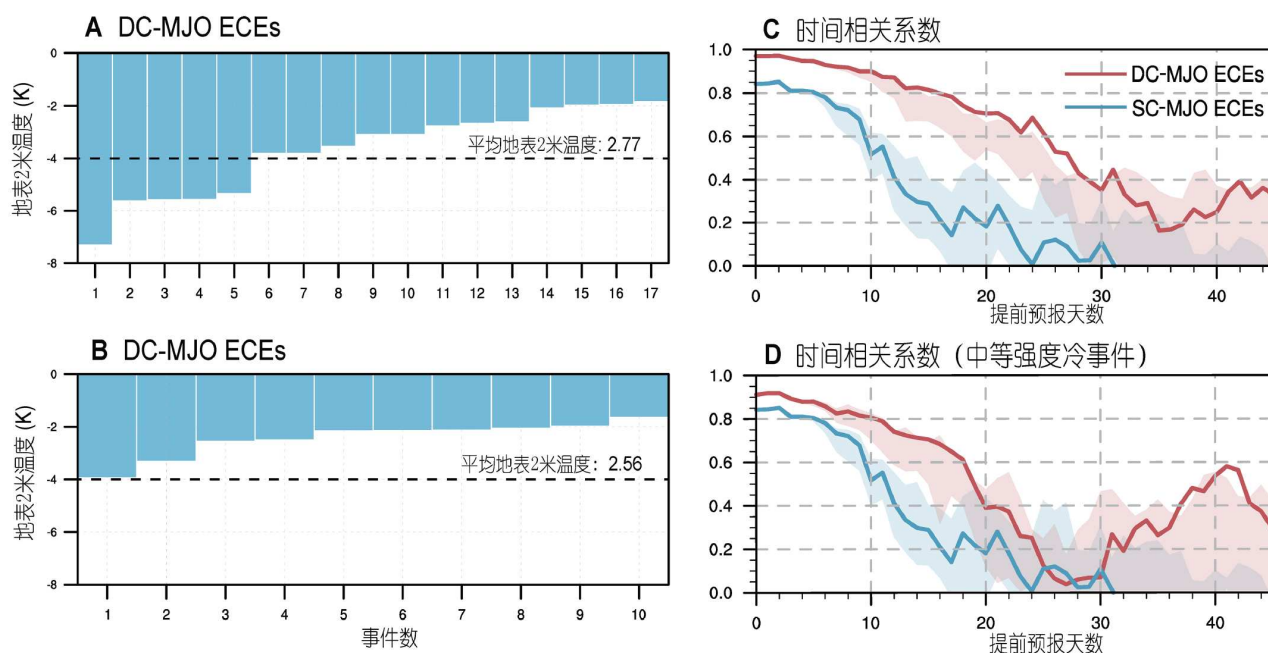


图 13 (左)每个(A)DC-MJO ECE和(B)SC-MJO ECE在最冷日的强度(T2m异常场)。(右)(C)所有冷事件和(D)中等强度冷事件的季节内T2m异常场的TCC技巧评分随提前预报时间的演变。红色代表DC-MJO ECEs, 蓝色代表SC-MJO ECEs, 阴影为所有集合成员的结果, 实线为集合平均的结果

低频西风输送至东亚地区, 负的纬向平流导致东亚出现降温。随着MJO(-1)进入位相8, 其在海洋性大陆的抑制

对流通经圈翻转环流激发了东亚地区的异常上升运动, 该上升运动进而通过绝热冷却对东亚降温起着显著的正

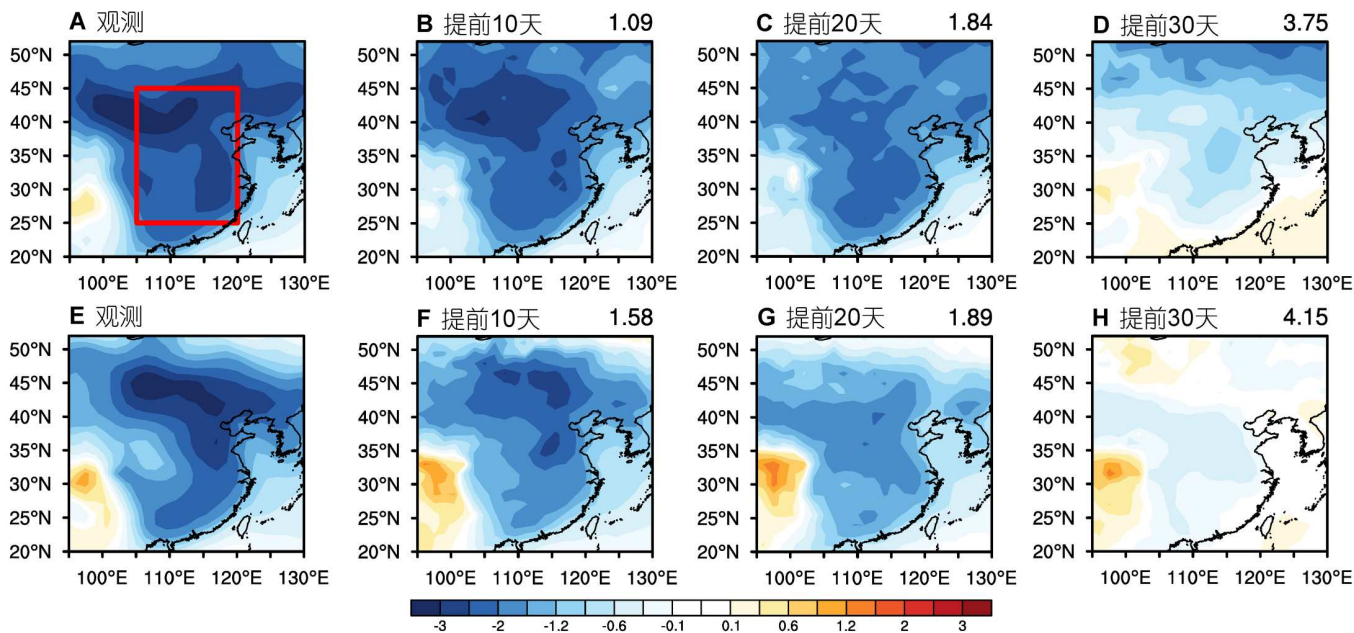


图 14 (左)DC-MJO ECEs和(右)SC-MJO ECEs在最冷日的季节内T2m异常场, 其中(A)和(F)为观测结果, 其余子图为不同提前天数下的预测结果, 图的右上角标注了预测结果在东亚地区((A)中红色方框)的NRMSE值

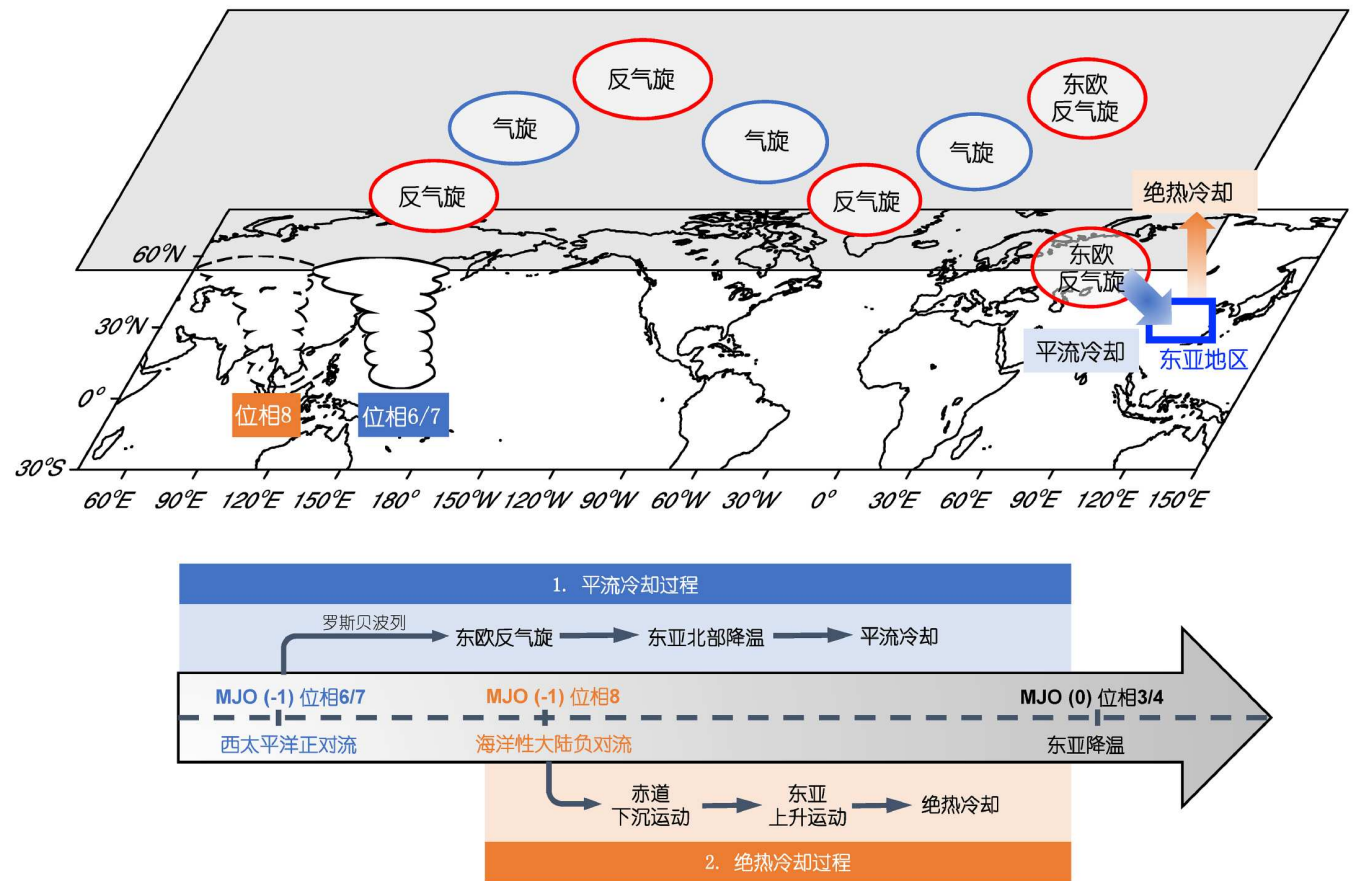


图 15 DC MJO影响东亚降温的主要环流变化示意图。虚线(实线)云团代表MJO(-1)处于位相8(位相6-7), 其抑制(活跃)对流位于海洋性大陆(西太平洋); 红色(蓝色)圆圈代表异常反气旋(气旋); 蓝色(橘色)箭头代表东亚地区的平流冷却(绝热冷却); 图形底部的时间轴标注了MJO(-1)引起东亚降温的两条路径

贡献。这两个均由MJO(-1)位相6–8触发的物理过程，共同导致了在MJO(0)位相3–4期间观测到的东亚强降温。

次季节预测分析进一步揭示，预报技巧的高低与模式对纬向平流冷却和绝热冷却的精准表征密切相关，这证实了上述两个物理过程也是动力模式中预报技巧的关键来源。此外，DC-MJO ECEs的预报技巧(集合平均有效预报时间为25天)显著高于SC-MJO ECEs(集合平均有效预报时间为9天)，表明前期MJO的存在有助于提升东亚冷事件的预测水平。

尽管本研究强调了前期MJO对东亚降温的关键作用，但提前数周预测次季节尺度上的极端天气仍是一项复杂挑战。未来的研究需进一步探索其他潜在因子如何以及在多大程度上能影响这些事件的次季节预测。对于与SC-MJO相关的ECEs，其背后的形成机制值得重点关注。鉴于此类事件的降温往往发生在MJO(0)的位相3–4之前，那么很有可能是由中纬度变率先引起了东亚地区降温，进而影响了后续MJO活动。这种热带外对热带的潜在影响，为未来研究提供了一个关键且值得深入探索的方向。

参考文献

- 周波涛, 郭楚凡, 胡跃彭, 等. 2025. 2000年以后北大西洋涛动对中国北方冬季降雪影响增强. *中国科学: 地球科学*, 55: 1281–1289
- Cassou C. 2008. Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455: 523–527
- Chen J, Zhou M, Yang J, et al. 2020. The modifying effects of heat and cold wave characteristics on cardiovascular mortality in 31 major Chinese cities. *Environ Res Lett*, 15: 105009
- Chen T C, Huang W R, Yoon J. 2004. Interannual variation of the East Asian cold surge activity. *J Clim*, 17: 401–413
- Chen X, Li C, Li X, et al. 2020. Modulation of the impacts of Madden-Julian Oscillation on winter rainfall in China by El Niño–Southern Oscillation. *Int J Climatol*, 40: 4039–4052
- Cheng Y, Wang L, Li T. 2020. Causes of interdecadal increase in the intraseasonal rainfall variability over Southern China around the early 1990s. *J Clim*, 33: 9481–9496
- Cheng Y, Wang L, Li T. 2021. Two distinct types of 10–30-day persistent heavy rainfall events over the Yangtze River valley. *J Clim*, 1–44
- Cheng Y, Wang L, Chen X, et al. 2025. A shorter duration of the Indian Summer monsoon in constrained projections. *Geophys Res Lett*, 52: e2024GL112848
- He J, Lin H, Wu Z. 2011. Another look at influences of the Madden-Julian Oscillation on the wintertime East Asian weather. *J Geophys Res*, 116: D03109
- Hong C C, Li T. 2009. The extreme cold anomaly over southeast Asia in February 2008: Roles of ISO and ENSO. *J Clim*, 22: 3786–3801
- Hong C C, Hsu H H, Chia H H, et al. 2008. Decadal relationship between the North Atlantic Oscillation and cold surge frequency in Taiwan. *Geophys Res Lett*, 35: 2008GL034766
- Hsu P C, Li T, You L, et al. 2015. A spatial-temporal projection model for 10–30 day rainfall forecast in South China. *Clim Dyn*, 44: 1227–1244
- Hsu P C, Qian Y, Liu Y, et al. 2020. Role of abnormally enhanced MJO over the Western Pacific in the formation and subseasonal predictability of the record-breaking northeast Asian heatwave in the summer of 2018. *J Clim*, 33: 3333–3349
- Hsu P C, Fu Z, Murakami H, et al. 2021. East Antarctic cooling induced by decadal changes in Madden-Julian Oscillation during austral summer. *Sci Adv*, 7: eabf9903
- Jeong J H, Ho C H, Kim B M, et al. 2005. Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in East Asia. *J Geophys Res*, 110: 2004JD005408
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteorol Soc*, 83: 1631–1644
- Kim S, Kug J S, Seo K H. 2020. Impacts of MJO on the intraseasonal temperature variation in East Asia. *J Clim*, 33: 8903–8916
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 1275–1277
- Liu F, Zhou J H, Wang B, et al. 2024. Opportunities and barriers for skillful subseasonal prediction of East Asian Summer precipitation. *Bull Amer Meteorol Soc*, 105: E2216–E2230
- Liu X, Peng Y, Su J, et al. 2024. To identify the forecast skill windows of MJO based on the S2S database. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL109903
- Ma T, Chen W. 2023. Recent progress in understanding the interaction between ENSO and the East Asian winter monsoon: A review. *Front Earth Sci*, 11: 1098517
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J Atmos Sci*, 29: 1109–1123
- Matthews A J. 2000. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. *Q J R Meteorol Soc*, 126: 2637–2651
- Matthews A J. 2008. Primary and successive events in the Madden-Julian oscillation. *Q J R Meteorol Soc*, 134: 439–453
- Mori M, Watanabe M. 2008. The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. *J Meteorol Soc Jpn*, 86: 213–236
- Park T W, Ho C H, Yang S, et al. 2010. Influences of Arctic Oscillation and Madden-Julian Oscillation on cold surges and heavy snowfalls over Korea: A case study for the winter of 2009–2010. *J Geophys Res*, 115: 2010JD014794
- Park T W, Ho C H, Yang S. 2011. Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia. *J Clim*, 24: 68–83
- Qian Y, Hsu P C, Wang H, et al. 2022. Distinct influential mechanisms of the warm pool Madden-Julian Oscillation on persistent extreme cold events in Northeast China. *Atmos Ocean Sci Lett*, 15: 100226
- Seo K H, Lee H J, Frierson D M W. 2016. Unraveling the teleconnection mechanisms that induce wintertime temperature anomalies over the northern hemisphere continents in response to the MJO. *J Atmos Sci*, 73: 3557–3571
- Song L, Wu R. 2019. Impacts of MJO convection over the maritime continent on eastern China cold temperatures. *J Clim*, 32: 3429–3449
- Vitar F. 2017. Madden-Julian oscillation prediction and teleconnections in the S2S database. *Q J R Meteorol Soc*, 143: 2210–2220
- Vitar F, Ardilouze C, Bonet A, et al. 2017. The subseasonal to seasonal (S2S) prediction project database. *Bull Amer Meteorol Soc*, 98: 163–173
- Waliser D E, Lau K M, Stern W, et al. 2003. Potential predictability of the Madden-Julian oscillation. *Bull Amer Meteorol Soc*, 84: 33–50
- Wang L, Jiang J, Li T, et al. 2023. Three distinct circulation patterns that induce enhanced intraseasonal precipitation events over South China in boreal winter. *Clim Dyn*, 60: 2893–2905
- Wang S G, Sobel A H, Tippett M K, et al. 2019. Prediction and predictability of tropical intraseasonal convection: Seasonal dependence and the Maritime Continent prediction barrier. *Clim Dyn*, 52: 6015–6031
- Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon Weather Rev*, 132: 1917–1932
- Xie J H, Hsu P C, Lee J Y, et al. 2024. Tropical intraseasonal oscillations as key driver and source of predictability for the 2022 Pakistan record-

- breaking rainfall event. *NPJ Clim Atmos Sci*, 7: 256
- Yang J, Zhu T, Gao M, et al. 2018. Late-July barrier for subseasonal forecast of summer daily maximum temperature over Yangtze River Basin. *Geophys Res Lett*, 45: 12610–12615
- Yang J, Zhu T, Vitart F. 2023. An extratropical window of opportunity for subseasonal prediction of East Asian summer surface air temperature. *NPJ Clim Atmos Sci*, 6: 46
- Yang T C, Wu P C, Chen V Y J, et al. 2009. Cold surge: A sudden and spatially varying threat to health? *Sci Total Environ*, 407: 3421–3424
- Zhang K, Hsu P C. 2025. Coupling of distinct tropical and extratropical intraseasonal modes triggers compound cold-wet extreme events over the Yangtze River Basin. *J Clim*, 38: 1749–1767
- Zhou B Z, Gu L H, Ding Y H, et al. 2011. The Great 2008 Chinese Ice Storm: Its socioeconomic-ecological impact and sustainability lessons learned. *Bull Amer Meteorol Soc*, 92: 47–60
- Zhou X, Wang L, Hsu P C, et al. 2024. Understanding the factors controlling MJO prediction skill across events. *J Clim*, 37: 5323–5336
- Zhou X, Wang L, Zhu Y, et al. 2025. Sensitivity of MJO simulation to the convective adjustment timescale in CAM6. *Atmos Ocean Sci Lett*, 100705, doi: 10.1016/j.aosl.2025.100705

(责任编辑: 段晚锁)