

1 两类厄尔尼诺背景下 MJO 对太平洋阻塞频率的调节作用

2 高铭祥¹ 杨双艳^{1,2*} 王强² 李天明^{1,3}

3 1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点试验室/气候与环境变化国际合作联合试验室/气象灾害预报预警
4 与评估协同创新中心, 南京 210044

5 2 热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所), 广州 510301

6 3 夏威夷大学马诺阿分校 大气科学学院 国际太平洋研究中心, 夏威夷 96822

7
8 **摘要** 本文基于 1979–2019 年 ERA-interim 逐日再分析数据和二维阻塞指数, 探究了冬季
9 两类(中部型和东部型)厄尔尼诺背景下热带季节内振荡(MJO)对太平洋地区阻塞频率的
10 调节作用。本研究选取出现频次较高且平均振幅较强的位相 3 和 7 进行研究。结果表明, 在
11 两类厄尔尼诺背景下 MJO 第 3 位相期间, MJO 激发的遥相关位置相似, 均对应极地地区(白
12 令海地区)正(负)的位势高度异常, 从而使高纬度太平洋地区均出现正的阻塞频率异常。
13 在东部型厄尔尼诺背景下 MJO 第 7 位相(EP7)期间中高纬太平洋地区存在正的阻塞频率
14 异常。但是在中部型厄尔尼诺背景下 MJO 第 7 位相(CP7)期间没有大范围显著的异常阻
15 塞频率。这是因为 EP7 期间 MJO 激发的异常 Rossby 波源位于急流核区的西北部, 使得 MJO
16 的遥相关可以传至 50°N 以北, 引起中高纬度地区有利于阻塞频率增加的位势高度异常。然
17 而 CP7 期间 MJO 激发的异常 Rossby 波源位于急流核心区内部, 使得对应的遥相关仅在副热
18 带急流中传播, 对高纬度地区的位势高度影响较小, 导致该时期内没有大范围显著的阻塞频
19 率异常。最后本文使用 ECHAM4.6 气候模式验证了上述结论。

20 **关键词** 太平洋阻塞频率 MJO 东部型厄尔尼诺 中部型厄尔尼诺

21 **文章编号** 2021105B

22 **doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2112.21105

23 **收稿日期** 2022-02-28 **网络预出版日期**

作者简介 高铭祥, 男, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事海-气相互作用和季节内振
荡研究。E-mail: Mingxiang.Gao@nuist.edu.cn

***通讯作者** 杨双艳, E-mail: yangsy@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目(42088101, 41975048), 江苏省自然科学基金项目
(BK20210660, BK20191404), 热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究
所)开放课题(LTO2116)

Funded by National Natural Science Foundation of China (42088101, 41975048), Natural
Science Foundation of Jiangsu province (BK20210660, BK20191404), State Key Laboratory of
Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology Chinese Academy of Sciences)
(LTO2116)

24 The Impact of Madden-Julian Oscillation on Pacific Blocking
25 Frequency during Two Types of El Niño

26 Gao Mingxiang¹, Yang Shuangyan^{1, 2*}, Wang Qiang², Li Tim^{1, 3}

27 ¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research
28 Laboratory of Climate and Environmental Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and
29 Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and
30 Technology, Nanjing 210044

31 ² State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology Chinese Academy
32 of Sciences), Guangzhou 510301

33 ³ Department of Atmospheric Sciences, International Pacific Research Center, University of Hawaii at Manoa,
34 Honolulu, Hawaii 96822

35 **Abstract** Based on ERA-interim reanalysis daily data during 1979–2019, the impact of
36 Madden-Julian Oscillation (MJO) on Pacific blocking frequency during two types of El Niño
37 (Eastern and Central El Niño) is examined using a two-dimensional blocking index in winter.
38 Phase 3 and 7 with the higher frequency and the stronger amplitude are selected in this study. It is
39 found that the locations of MJO teleconnections are similar in MJO phase 3 during the Eastern and
40 Central El Niño years (EP3 and CP3), corresponding to a positive (negative) geopotential height
41 anomaly in the polar region (the Bering Sea). Thus, there are positive blocking frequency
42 anomalies in the high-latitude Pacific sector during the EP3 and CP3. The blocking frequency
43 anomalies over the mid-high-latitudinal Pacific are significantly positive in MJO Phase 7 during
44 the Eastern El Niño years (EP7), but are not largely significant in MJO Phase 7 during the Central
45 El Niño years (CP7). Because the MJO-related anomalous Rossby wave source locates in the
46 northwestern of the subtropical jet core area during the EP7, the MJO teleconnection locates in the
47 north of 50°N. This teleconnection corresponds to the geopotential height anomalies, which
48 increase the Pacific blocking frequency, in the Pacific sector. However, the MJO-related
49 anomalous Rossby wave source locates in the subtropical jet core area during the CP7. The
50 corresponding teleconnection propagates in the subtropical jet stream, resulting in weak influence
51 to geopotential height in the Pacific region. So, there are not largely significant blocking
52 frequency anomalies over the Pacific region in the CP7. Finally, the ECHAM4.6 model is used to
53 verify the above conclusions.

54 **Keywords** Pacific blocking frequency, MJO, Eastern El Niño, Central El Niño

56 1 引言

57 阻塞是发生在中高纬地区西风带上的大尺度环流形势，是南北经向型气流阻
58 断东西纬向型气流的结果 (Rex, 1950)。阻塞的活动常常伴随着环流型的大范
59 围调整，并带来剧烈的天气变化 (Masato et al., 2012; 刘刚等, 2019)。冬季阻
60 塞活动易引发寒潮，带来极端低温天气；而夏季阻塞活动会带来高温热浪天气，
61 引发局地的干旱 (李春和孙照渤, 2003; 李峰和丁一汇, 2004; 李崇银和顾薇,
62 2010; 李亚飞和任荣彩, 2019)。由阻塞异常活动所带来的极端天气，将导致严
63 重的经济损失和社会影响，因此不同时间尺度的大气系统对阻塞活动的影响一直
64 受到国内外学者的广泛关注 (Dole et al., 2011; Pook et al., 2013; Buehler et al.,
65 2016)。根据前人的研究可知，阻塞活动不仅受气候基本态的调控，而且受到季
66 节内尺度和年际尺度系统的显著影响 (Scherrer et al., 2006; Henderson et al., 2016,
67 2018; Gollan and Greatbatch, 2017)。

68 热带大气季节内振荡 (Madden-Julian Oscillation, MJO) 是热带地区大气季
69 节内尺度上最重要的异常环流系统之一，其表现为沿赤道持续向东的对流活动，
70 生命周期约为 30–60 天 (Madden and Julian, 1971)。已有研究表明，由 MJO 的
71 非绝热加热所激发的赤道 Rossby-Kelvin 波可以影响中高纬地区的位势高度分
72 布，调节中高纬大气的环流形势 (Gill, 1980; Horel and Wallace, 1981; Hoskins
73 and Karoly, 1981)。Henderson et al. (2016) 指出，MJO 第 1–5 位相有利于中高
74 纬太平洋地区的阻塞频率降低，而第 6–8 位相则有利于中高纬太平洋地区的阻塞
75 频率增加。厄尔尼诺-南方涛动 (El Niño-Southern Oscillation, ENSO) 是赤道太
76 平洋地区海气相互作用中最显著的现象，也是全球年际尺度上最强的气候变率
77 (Kug et al., 2009)。在热带东太平洋上，厄尔尼诺的暖海温 (拉尼娜的冷海温)
78 异常有利于中高纬太平洋地区的阻塞活动频率增加 (减少) (Gollan and
79 Greatbatch, 2017)。此外，ENSO 与 MJO 还可以共同影响太平洋地区阻塞的发
80 生频率，在厄尔尼诺背景下 MJO 第 7 位相期间，太平洋地区存在明显的正阻塞
81 频率异常，但是在拉尼娜期间，太平洋地区没有明显的阻塞频率异常 (Gollan and
82 Greatbatch, 2017; Henderson et al., 2018)。

83 观测发现，存在两类不同的厄尔尼诺现象，其中一类是异常暖海温中心位于
84 赤道中太平洋上，被称为中部型 (CP) 厄尔尼诺，另一类是异常暖海温中心位

85 于赤道东太平洋上,被称为东部型(EP)厄尔尼诺(Kug et al., 2009; Yu and Kao,
86 2009)。大量研究指出,不同类型的厄尔尼诺会导致赤道地区的对流活动明显不
87 同,进而引起不同的大气遥响应(Weng et al., 2009; Feng and Chen, 2011; Zhang
88 et al., 2012)。两类厄尔尼诺激发的两种大气遥响应会引发北美、东亚等地区不
89 同的气温异常和降水异常(Feng and Chen, 2011; Zhang et al., 2012; 袁媛等,
90 2012, 2014)。更重要的是,在不同的厄尔尼诺背景下,MJO本身的特征也存在
91 显著的差异。在EP厄尔尼诺期间,MJO的对流可东传至120°W,而在CP厄尔
92 尼诺期间,MJO的对流仅能东传至日界线附近,并且相比于EP厄尔尼诺期间,
93 MJO在CP厄尔尼诺期间东传更连续(Pohl and Matthews, 2007; Chen et al., 2016;
94 Pang et al., 2016)。

95 然而在不同类型厄尔尼诺背景下,MJO可能会对太平洋地区阻塞活动产生
96 不同的影响,且目前相关研究还相对较少。因此,本文基于二维阻塞指数,探讨
97 在EP和CP厄尔尼诺背景下,MJO对太平洋地区阻塞频率的影响。并且重点关
98 注不同厄尔尼诺背景下,相同MJO位相相对太平洋地区阻塞频率的影响及其可能
99 原因。本文的研究结果能深化对MJO与太平洋地区阻塞频率之间联系的认识,
100 有利于提高太平洋地区的阻塞活动的延伸期预报。

101

102 2 资料与方法

103 2.1 数据

104 本文用到的资料主要包括:(1)欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的
105 1979–2019年ERA-interim逐日再分析数据(Dee et al., 2011),包括海表面温度
106 (Sea surface temperature, SST)、降水量、500hPa和300hPa的位势高度、纬向
107 风(u)和经向风(v),水平分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 。然后利用纬向风与经向风数据
108 可以算得各格点的绝对涡度(ζ)和流函数(ψ)。(2)美国国家海洋和大气管
109 理局(NOAA)提供的1979–2019年逐日向外长波辐射(Outgoing longwave
110 radiation, OLR)再分析数据(Liebmann and Smith, 1996),水平分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 。
111 (3)澳大利亚气象局网站提供的MJO指数(<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>),
112 该指数是由两个实时的多变量指数RMM1和RMM2构成(Wheeler and Hendon,

113 2004)。利用 RMM1 和 RMM2 可以将 MJO 的每个传播周期分成 8 个位相。本文
 114 选取 MJO 振幅 $\sqrt{\text{RMM1}^2 + \text{RMM2}^2} > 1$ 的强事件进行分析。为了获取季节内信号，
 115 首先对原始数据去除季节循环及其前 3 个谐波，然后使用 Lanczos 带通滤波器
 116 (Duchon, 1979) 进行 30–60 天的带通滤波，并对滤波后的资料做 5 天滑动平
 117 均以去除高频信号。最后提取 1979–2019 年期间冬季的季节内信号。本文的冬季
 118 定义为当年 12 月到次年 2 月。此外，本文所述某类厄尔尼诺事件背景下 MJO 各
 119 位相的阻塞频率异常是指将该事件背景下 MJO 各位相的阻塞频率减去不考虑
 120 MJO 时该事件背景下发生的阻塞频率。由于热带地区对流激发的遥响应影响中
 121 高纬地区需要 1~2 周 (Matthewset et al., 2004)，因此在合成与 MJO 相关的环流
 122 异常时选取了超前当前位相 6–13 天的环流异常进行合成。

123

124 2.2 统计方法和模式

125 本文首先根据冬季海温距平连续 3 个月高于 +0.5 °C 的标准，以及美国国家
 126 气候预测中心 (NOAA CPC) 使用的 3 个月滑动平均的 Niño3.4 指数
 127 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>) 作为监测指数，确定出在 1979–2019
 128 年间，共发生了 14 次厄尔尼诺事件。然后，再使用该机构提供的 Niño3 (N3)
 129 和 Niño4 指数 (N4)，并根据 Kug et al. (2009) 的方法对厄尔尼诺年进行分类：

130 EP 厄尔尼诺： $N3 > N4$ ， $N3 > \frac{1}{2} \text{STD}$

131 CP 厄尔尼诺： $N4 > N3$ ， $N4 > \frac{1}{2} \text{STD}$ ；

132 计算分析后，得到 EP 厄尔尼诺年有：1982/83、1991/92、1997/98、2015/16；
 133 CP 厄尔尼诺年有：1994/95、2002/03、2004/05、2009/10、2014/15、2018/19。

134 本文采用 Masato et al. (2013) 定义的二维阻塞指数，并定义太平洋地区为
 135 (120 °E–140 °W, 40 °–75 °N)。用 5 天滑动平均的 500hPa 位势高度场资料计算上
 136 述区域内每个格点上的 B_i ，具体公式如下：

$$137 \quad B_i = \frac{2}{\Delta\phi} \int_{\phi_0}^{\phi_0 + (\Delta\phi/2)} Z_i \partial\phi - \frac{2}{\Delta\phi} \int_{\phi_0 - (\Delta\phi/2)}^{\phi_0} Z_i \partial\phi \quad (1)$$

138 其中 ϕ_0 是格点 i 所在纬度， Z_i 是第 i 格点 5 天滑动平均的 500hPa 位势高度，
 139 $\Delta\phi = 30^\circ$ 。当格点 i 满足 B_i 大于 0 时，即为此格点发生了瞬时阻塞，并记录下此

140 格点的时间位置及 B_i 值，由此可知每日发生瞬时阻塞的格点位置。由于大尺度
 141 的阻塞事件更具有代表性 (Masato et al., 2013; Henderson et al., 2016)，所以
 142 本文主要研究大尺度的阻塞事件。大尺度的阻塞事件的具体识别步骤如下：(1)
 143 找寻太平洋地区内每天 B_i 的局地最大值，记录下每个局地最大值的时间与位置，
 144 并认为这些局地最大值为阻塞中心；(2) 假设当第 n 天时存在局地最大值，并且
 145 第 $n+1$ 天的局地最大值在以第 n 天的局地最大值为中心的 $27^\circ \times 36^\circ$ 的矩形范围
 146 内，则记录下第 n 天的局地最大值的时间与位置；如果第 $n+2$ 天的局地最大值仍
 147 在以第 $n+1$ 天的局地最大值为中心的 $27^\circ \times 36^\circ$ 的矩形范围内，则记录下第 $n+1$
 148 天的局地最大值的时间与位置，以此类推；如果连续 5 天及以上均能记录下局地
 149 最大值，则这些局地最大值就组成一次大尺度阻塞事件的阻塞中心；(3) 记录下
 150 与阻塞中心相连续的正值格点的时间与位置，由此就完成了一次大尺度阻塞事件
 151 所有相关格点的记录，并将与记录中时间位置相对应的格点全部记为 1，其余记
 152 为 0；(4) 重复步骤 (2)、(3)，识别 41 年冬季中所有的大尺度阻塞事件；(5)
 153 将数据在时间维求和，再除于总天数，即可求得每个格点发生大尺度阻塞事件的
 154 频率。

155 本文参考 Takaya and Nakamura (2001) 的方法，计算了各个时期下 300hPa
 156 的二维波活动通量 (W)，用于佐证 MJO 各位相下的 Rossby 的传播特征，具体
 157 的计算公式如下：

$$158 \quad W = \frac{1}{2|\bar{U}|} \left[\bar{u}(\psi_x^{*2} - \psi^* \psi_{xx}^*) + \bar{v}(\psi_x^* \psi_y^* - \psi^* \psi_{xy}^*) \right] \quad (2)$$

$$2 \left[\bar{u}(\psi_x^* \psi_y^* - \psi^* \psi_{xy}^*) + \bar{v}(\psi_y^{*2} - \psi^* \psi_{yy}^*) \right]$$

159 其中 $|\bar{U}| = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$ ，上划线表示冬季平均 (12 月到次年 2 月)，*代表低频
 160 场，即为 30–60 天的时间尺度， u 和 v 分别表示纬向风和经向风， U 代表风矢量，
 161 ψ 代表流函数， x 和 y 下标分别代表在纬向和经向上的求偏导。

162 本文还采用 Sardeshmukh and Hoskins (1988) 的方法计算了 200hPa 的 Rossby
 163 波源 (RWS)，用于说明 MJO 遥相关波列的传播机制，具体的计算公式如下：

$$164 \quad RWS = -\nabla \cdot (V_x \zeta) = -V_x \cdot \nabla \zeta - \zeta \nabla \cdot V_x \quad (3)$$

165 其中 V_x 代表纬向散度风, ζ 代表绝对涡度。为了获取季节内信号, 将 *RWS*
166 使用 Lanczos 带通滤波器 (Duchon, 1979) 进行 30–60 天的带通滤波, 并针对
167 1979–2019 年期间冬季进行分析。

168 本文使用的数值模式是德国马普气象研究所 (Max Plank Institute for
169 Meteorology) 发展的第四代全球大气环流模式 6.0 版本 (ECHAM4.6), 该模式
170 属于复杂大气模式, 有关 ECHAM4.6 大气环流模式的详细介绍可参考 Roeckner et
171 al. (1996) 的工作。本文选取 ECHAM4.6 标准版本, 水平方向分辨率选取 42 波
172 三角形截断 (T42), 相当于纬向方向和经向方向上两个格点间的间隔都是约 2.8° ,
173 垂直方向选取 19 层 (L19) Sigma-P 混合坐标, 模式的大气层顶取到 10hPa。根
174 据 Zhu et al. (2014) 和 Zhu and Li (2016) 的工作可知, 该模式可以成功重现海
175 温异常对热带与温带大气的影 响, 因此本文选取该模式进行模式试验。模式试验
176 中的控制试验与敏感试验均运行 15 年, 然后针对后 10 年的平均结果进行诊断,
177 具体的试验方案将在后文给出。模式试验结果均由敏感试验结果减去控制试验结
178 果, 以表示加入的强迫源对大气的影 响。

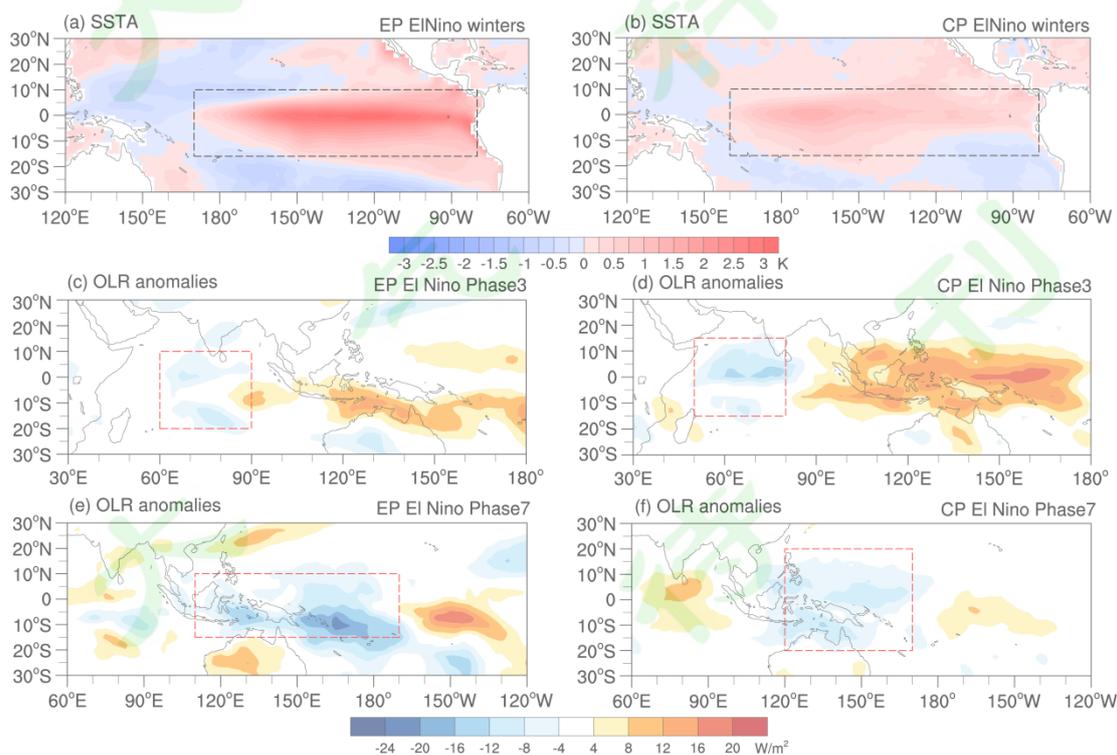
179

180 2.3 试验设计

181 本文将对 EP 和 CP 厄尔尼诺年海表面温度异常 (Sea surface temperature
182 anomaly, SSTa) 合成, SSTa 则通过去除多年平均气候态获得。图 1a 为 EP 厄
183 尔尼诺年冬季期间赤道太平洋地区 SSTa 水平分布图, 图 1b 则为 CP 厄尔尼诺年
184 冬季期间。图 1a, b 中虚线区域内的暖海温异常 (+SSTa) 分别是加入 EP 厄尔
185 尼诺和 CP 厄尔尼诺背景下的控制试验和敏感试验的 +SSTa。它们分别代表 EP
186 和 CP 厄尔尼诺下的 +SSTa, 具体范围分别是 (170°E – 80°W , 16°S – 10°N) 和
187 (160°E – 80°W , 16°S – 10°N)。本文还使用 HadISST 数据重算了 EP 和 CP 厄尔
188 尼诺期间中东太平洋地区的 SSTa。通过对比两组数据的结果可知, 虽然
189 ERA-interim 再分析数据集中的 SSTa 在强度上与 HadISST 数据存在一定差异,
190 但是两者反映 EP 和 CP 厄尔尼诺期间太平洋地区的 SSTa 在空间分布上仍具有
191 一致性 (图略)。在大气对流层中层或高层, 降水主要通过凝结释放潜热来影响
192 大气环流。根据 Pan et al. (2021) 的研究方法可知, 大气加热率可以根据降水异
193 常的凝结潜热释放算得, 具体公式如下:

$$Q = \frac{pre \cdot L_v}{\rho \cdot C_p \cdot H} \quad (4)$$

其中 Q 是大气加热率, pre 是降水异常, $L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 为汽化潜热系数, $C_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 为定压比热, $\rho = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$ 是大气密度, 最后 $H = 8000 \text{ m}$ 是大气标高。另一方面, OLR 异常又与降水异常对应, 所以本文根据 OLR 异常选取与对应的降水异常, 进而算得与 MJO 对流相关的大气加热率, 并将其作为大气强迫加入敏感性试验。本文最大的大气加热率在 300hPa, 向上到 100hPa 和向下到 950hPa 均是线性递减。因此, EP3 和 CP3 时期敏感试验的大气强迫分别是与图 1c, d 红色虚线区域内负 OLR 异常相对应的大气加热率。它们分别代表这两个时期与 MJO 相关的大气真实加热, 两个红色虚线区域的具体范围分别是 (60°–90°E, 20°S–10°N) 和 (50°–80°E, 15°S–15°N)。加入 EP7 和 CP7 时期敏感试验的大气强迫分别是与图 1e, f 红色虚线区域内负 OLR 异常相对应的大气加热率。它们分别代表 EP7 和 CP7 时期与 MJO 相关的大气真实加热。图中两个红色虚线区域的具体范围分别是 (110°E–170°W, 15°S–10°N) 和 (120°–170°E, 20°S–20°N)。各试验的方案如表 1 所示。



209

210 图 1 (a) EP 厄尔尼诺年与 (b) CP 厄尔尼诺年冬季海表面温度异常 (单位: K) 合成;
 211 (c) EP 厄尔尼诺年与 (d) CP 厄尔尼诺年冬季超前 MJO 第 3 位相 6-13 天的 OLR 异常合
 212 成; (e) - (f) 分别同 (c) - (d), 但为超前 MJO 第 7 位相 6-13 天, 单位: $W m^{-2}$

213 Fig.1 Composites of wintertime sea surface temperature anomalies (unit: K) during (a) EP El Nino
 214 and (b) CP El Nino; Composites of OLR anomalies (unit: $W m^{-2}$) with 6-13-day lead for MJO
 215 phase 3 during (c) EP El Nino and (d) CP El Nino; (e) and (f) As in (c) and (d), respectively, but
 216 for MJO phase 7

217
 218 表 1 两组控制试验与四组敏感试验的方案

219 Table 1 Description of two control experiments and four sensitivity experiments

试验名称	具体方案
EP 厄尔尼诺的控制试验 (EP_C)	在模式的冬季 (DJF) 海温气候态中, 加入与 EP 厄尔尼诺相关的暖海温异常 (170°E-80°W, 16°S-10°N, 图 1a 虚线区域), 其他月份仍是气候态海温场的 SST, 且在模式中不加入相关的大气加热率
CP 厄尔尼诺的控制试验 (CP_C)	在模式的冬季 (DJF) 海温气候态中, 加入与 CP 厄尔尼诺相关的暖海温异常 (160°E-80°W, 16°S-10°N, 图 1b 虚线区域), 其他月份仍是气候态海温场的 SST, 且在模式中不加入相关的大气加热率
EP3 期间的敏感试验 (EP3_S)	海温的操作与 EP_C 相同, 并加入超前 EP3 时期 6-13 天与 MJO 对流相对应的大气加热率 (60°-90°E, 20°S-10°N, 图 1c 红色虚线区域)
CP3 期间的敏感试验 (CP3_S)	海温的操作与 CP_C 相同, 并加入超前 CP3 时期 6-13 天与 MJO 对流相对应的大气加热率 (0°-80°E, 15°S-15°N, 图 1d 红色虚线区域)
EP7 期间的敏感试验 (EP7_S)	海温的操作与 EP_C 相同, 并加入超前 EP7 时期 6-13 天与 MJO 对流相对应的大气加热率 (110°E-170°W, 15°S-10°N, 图 1e 红色虚线区域)
CP7 期间的敏感试验 (CP7_S)	海温的操作与 CP_C 相同, 并加入超前 CP7 时期 6-13 天与 MJO 对流相对应的大气加热率 (120°-170°E, 20°S-20°N, 图 1f 红色虚线区域)

3 两类厄尔尼诺背景下 MJO 对太平洋地区阻塞的影响

Henderson et al. (2016) 指出, 在 MJO1-5 位相, 太平洋地区阻塞事件出现频率偏少, 而在 6-8 位相, 太平洋地区阻塞事件出现频率偏多。图 2 展示了 1979-2019 年冬季每个 MJO 位相强事件的出现频次及平均振幅, 图中频次的单位是天, 代表 MJO 各位相强事件出现的天数。由图可知, 在第 3 位相, 强事件出现了 325 天, 是前几个位相中出现次数最多的位相, 而在第 7 位相, 强事件出现了 420 天, 是后几个位相中出现次数最多的位相。并且, 第 7 位相强事件的平均振幅最强, 第 3 位相次之。由此, 文本选取 MJO 位相 3 和位相 7 作为主要研究对象。

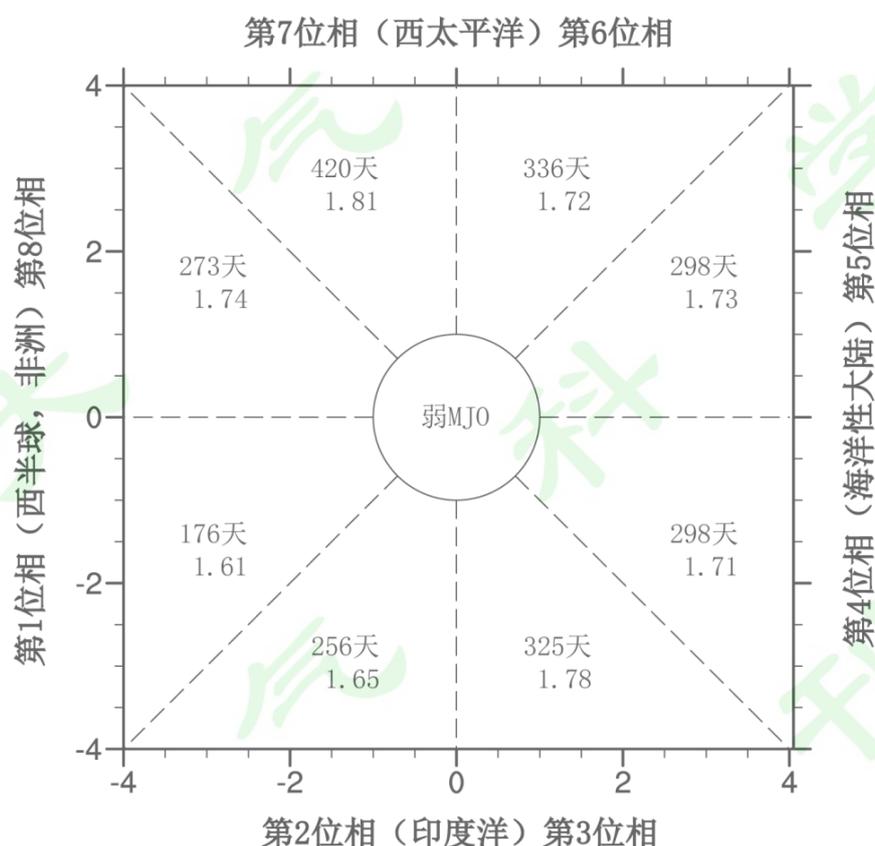
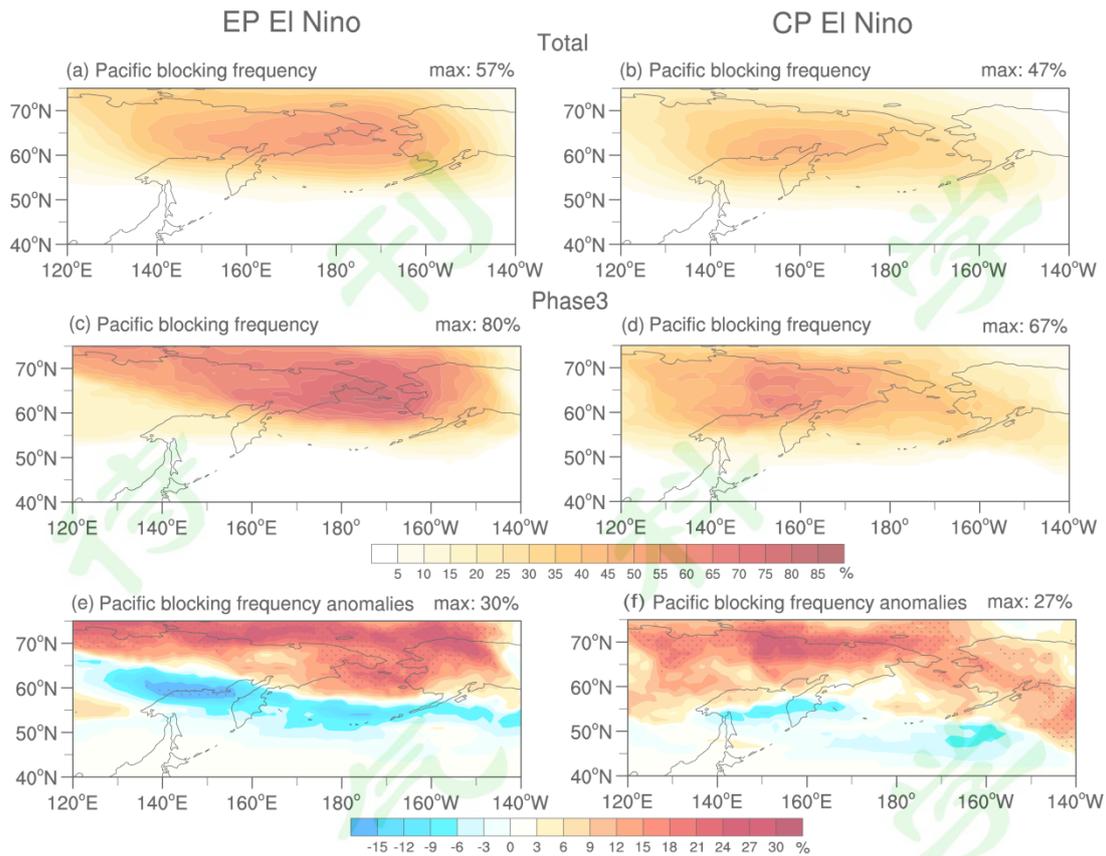


图 2 由 MJO 指数 (RMM1 与 RMM2) 定义的 MJO 空间位相以及各位相强事件的出现频次 (单位: 天) 和平均振幅

Fig.2 Phase space diagram defined by the MJO index (RMM1 and RMM2), and the frequency (unit: day) and average amplitude for the strong event corresponding to each MJO phase

237 图 3a 是 EP 厄尔尼诺年冬季太平洋地区阻塞频率的二维分布图。由图可知，
238 在 EP 厄尔尼诺年期间太平洋地区阻塞多发生于白令海峡附近，最大阻塞频率达
239 57%。图 3b 是 CP 厄尔尼诺年冬季太平洋地区阻塞频率的二维分布图。由图可知，
240 在 CP 厄尔尼诺年期间阻塞频发于鄂霍次克海以北，最大阻塞频率达 47%。图 3c
241 是在 EP 厄尔尼诺背景下 MJO 第 3 位相 (EP3) 期间太平洋地区阻塞频率的二维
242 分布图，此时白令海峡附近的阻塞发生频率可达 80%，明显比整个 EP 厄尔尼诺
243 年期间(图 3a)的发生频率高。图 3d 是在 CP 厄尔尼诺背景下 MJO 第 3 位相(CP3)
244 期间太平洋地区阻塞频率的二维分布图。在该时期内，鄂霍次克海以北的亚洲大
245 陆上阻塞的发生频率可达 67%，比整个 CP 厄尔尼诺期间(图 3b)的发生频率高。
246 图 3e, f 分别是 EP3 和 CP3 期间太平洋地区异常阻塞频率的二维分布图。这两
247 个时期的异常频率分别是由 EP3 时期和 CP3 时期太平洋地区阻塞频率(图 3c, d)
248 减去对应背景态下太平洋地区阻塞频率(图 3a, b)。该异常阻塞频率代表在 EP
249 或 CP 厄尔尼诺背景下 MJO 对太平洋地区阻塞频率的调节作用。由图 3e 可知，
250 EP3 期间高纬度地区存在大范围显著的正异常，且最大正异常频率值达+30%。
251 虽然在中纬度地区存在负的异常阻塞频率，但是大部分负异常并未通过显著性检
252 验。由此说明，在 EP3 期间太平洋地区阻塞频率主要表现为大范围的正异常。
253 由图 3f 可知，CP3 期间高纬度地区也存在大范围显著的正异常。虽然在 EP3 和
254 CP3 时期高纬度地区均存在大范围显著的正异常，但是正异常中心出现的位置不
255 同，EP3 时期正异常中心出现在白令海峡地区，而 CP3 时期正异常中心位于东
256 西伯利亚海沿岸，并且强度略弱于 EP3 时期。值得指出的是，虽然位相 3 与位
257 相 4 和 5 的年频数和强度差别不大，但三个位相的异常阻塞频率的水平分存在较
258 大差别(图略)，原因有待进一步探讨。
259



260

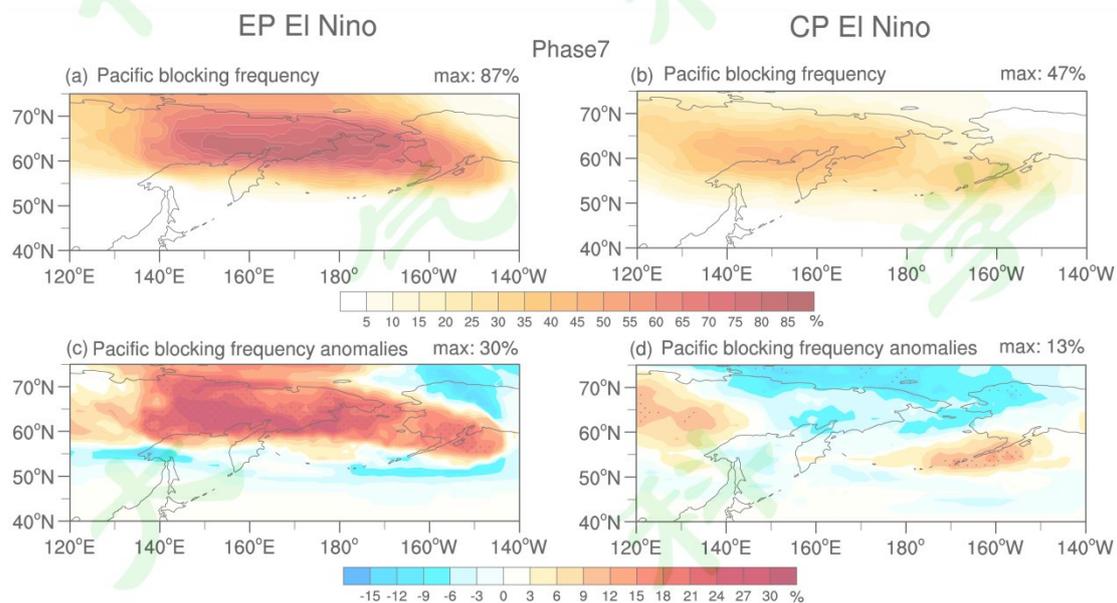
261 图3 (a) EP 厄尔尼诺年、(b) CP 厄尔尼诺年、(c) EP3 期间和 (d) CP3 期间冬季太平洋
 262 洋地区阻塞频率的二维分布；(e) – (f) 分别同 (c) – (d)，但为太平洋地区异常阻塞频率
 263 的二维分布；打点区域通过 0.05 的显著性水平；图 (a) – (d) 上方的 max 代表对应时期内
 264 最大的阻塞频率；图 (e) – (f) 上方的 max 代表对应时期内频率异常的最大值；单位：%

265 Fig.3 Horizontal distribution of Pacific blocking frequency (unit: %) during (a) EP El Nino, (b) CP
 266 El Nino, (c) EP3 and (d) CP3 during winter time; (e) and (f) As in (c) and (d), respectively, but for
 267 horizontal distribution of Pacific blocking frequency anomalies. Dotted area indicates the
 268 anomalies exceeding 0.05 significance level. The “max” in the top of (a) – (d) indicates the
 269 maximum blocking frequency. The “max” in the top of (e) and (f) indicates the maximum
 270 blocking frequency anomalies

271

272 图 4a 是在 EP 厄尔尼诺背景下 MJO 第 7 位相 (EP7) 期间太平洋地区阻塞
 273 频率二维分布图。该时期太平洋地区阻塞多发生在鄂霍次克海北部大陆以及白令
 274 海峡区域，最大阻塞频率达 87%。图 4b 是 CP 厄尔尼诺背景下 MJO 第 7 位相 (CP7)
 275 期间的阻塞频率二维分布图。在该时期内阻塞多发生在鄂霍次克以北的亚洲大陆

276 上，最大发生频率仅为 47%。通过对比图 4a 和 4b 可知，CP7 期间太平洋阻塞发
 277 生频率比 EP7 期间太平洋阻塞发生频率明显减少。图 4c 是 EP7 期间太平洋地区
 278 阻塞频率异常（图 4a 减去图 3a）的二维分布图。由图可知，中高纬地区存在大
 279 范围显著的正异常，其异常中心位于鄂霍次克海以北的亚洲大陆上，最大正异常
 280 频率可达+30%。图 4d 为 CP7 期间太平洋地区阻塞频率异常（图 4b 减去图 3b）
 281 的二维分布图。虽然在该时期内高纬度地区存在大范围的负异常，但大部分负异常
 282 并没有通过显著性检验，同时在阿留申群岛和北亚地区出现小范围显著的正异
 283 常。
 284



285

286 图 4 (a) – (d) 分别同图 3 (c) – (f)，但为 MJO 第 7 位相

287 Fig.4 (a) – (d) As in Fig.2 (c) – (f), respectively, but for MJO phase 7

288

289 综上所述，在两类厄尔尼诺背景下，MJO 第 3 位相期间太平洋地区均存在
 290 大范围显著的正阻塞频率异常，但正异常中心所在地区不同。在 EP 厄尔尼诺背
 291 景下，MJO 第 3 位相期间正异常中心位于白令海峡附近，而在 CP 厄尔尼诺背景
 292 下，该位相正异常中心分布于东西伯利亚海沿岸。在 EP 厄尔尼诺背景下，MJO
 293 第 7 位相期间太平洋地区也存在大范围显著的正阻塞频率异常，其异常中心位于
 294 鄂霍次克海以北的亚洲大陆上，而在 CP 厄尔尼诺背景下，该位相期间中高纬地
 295 区仅有小范围频率异常。Henderson et al. (2016, 2018) 指出，与 MJO 相关的

296 500hPa 大尺度异常环流是造成太平洋地区阻塞频率异常的主要原因，因此以下
297 主要分析各时期 500hPa 大气环流形势及其成因。

298

299 4 相关大气环流形势

300 图 5 中的黑色实线区域代表太平洋地区 ($120^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{W}$, $40^{\circ}-75^{\circ}\text{N}$)，红色
301 等值线所示区域表示异常阻塞频率大于+16%的区域 (通过 0.05 显著性水平)。

302 图 5a, b 分别是 EP3 和 CP3 时期 5 天滑动平均的 500hPa 位势高度异常合成图。

303 由图 5a 可知，在 EP3 时期极地地区存在正高度异常，且在 60°N 附近的白令海
304 地区存在负异常。这种“北正南负”高度异常的水平分布有利于中间地区位势高
305 度梯度减弱，出现异常东风，进而有利于阻塞的形成 (Henderson et al., 2016,

306 2018)。因此，图 5a 中正异常阻塞频率的地区存在偏东风异常。由图 5b 可知，

307 在 CP3 时期白令海峡地区存在一个较弱且不显著的负异常，极地地区存在一个

308 显著较强的正异常，而这种位势高度异常的水平分布，有利于减弱中高纬地区的

309 位势高度梯度，使 70°N 附近的太平洋地区也出现偏东风异常，进而有利于阻塞

310 频率的增加。因此，在 EP3 和 CP3 期间，高纬度地区均存在大范围正的阻塞频

311 率异常。由于 EP3 时期负高度异常的中心位于日界线以东的白令海峡地区，而

312 CP3 时期负高度异常的中心位于日界线以西的白令海上，从而使 EP3 时期正阻

313 塞频率异常的中心位于白令海峡附近，而在 CP3 时期正异常的中心位于东西伯

314 利亚海沿岸。图 5c 是 EP7 期间 5 天滑动平均的 500hPa 位势高度异常合成图。

315 由图可知，在北亚地区和北美西岸存在正高度异常，而在鄂霍次克海及中太平洋

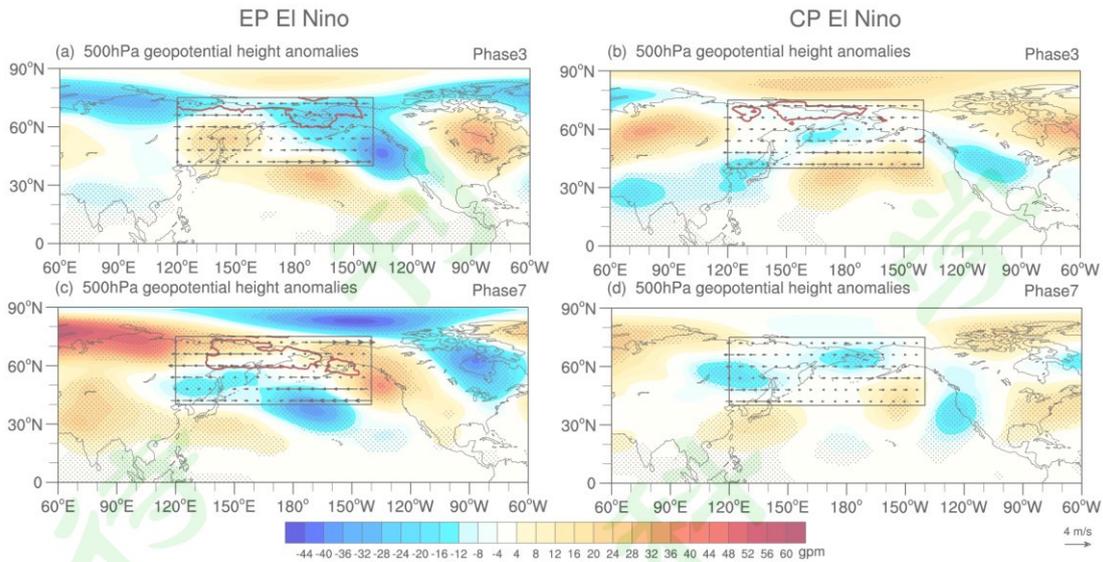
316 地区存在负高度异常，这种正负高度异常的分布，使得中高纬太平洋地区出现偏

317 东风异常，有利于该地区出现正阻塞频率异常。图 5d 是 CP7 时期 500hPa 位势

318 高度异常合成图。在该时期，太平洋地区受弱的负高度异常的控制，导致该地区

319 位势高度梯度的变化较小，因此太平洋地区不存在大范围显著的频率异常。

320



321

322 图 5 (a) EP3、(b) CP3、(c) EP7 和 (d) CP7 期间 500hPa 位势高度异常合成 (阴影; 单
 323 位: gpm); 黑色实线区域代表太平洋地区 (120°E–140°W, 40°–75°N); 矢量箭头代表对应
 324 时期 500hPa 纬向风异常合成 (单位: m s^{-1}); 红色线是对应时期异常阻塞频率等于 16% 的
 325 等值线; 打点区域表示通过 0.05 的显著性水平

326 Fig.5 Composites of geopotential height anomalies at the 500hPa (shading; unit: gpm) during (a)
 327 EP3, (b) CP3, (c) EP7 and (d) CP7. The black box indicates Pacific sector (120°E–140°W,
 328 40°–75°N). Vectors indicate composites of zonal wind anomalies at the 500hPa in the
 329 corresponding period (unit: m s^{-1}). The red contour denotes the Pacific blocking frequency
 330 anomalies equal to 16% in the corresponding period. Dotted area indicates the anomalies
 331 exceeding 0.05 significance level

332

333 中高纬地区的位势高度异常受到热带 MJO 激发的赤道 Rossby-Kelvin 波的影
 334 响 (Gill, 1980; Ferranti et al., 1990; Matthewset et al., 2004; Henderson et al.,
 335 2016, 2018), 而热带系统影响中高纬地区的环流形势需要约 1~2 周的时间
 336 (Matthewset et al., 2004)。因此合成了各时期的流函数异常、波活动通量以及
 337 超前当前位相 6–13 天的 OLR 异常 (图 6)。

338 对比各时期不同层次异常流函数的水平分布 (图略) 可知, 各时期内中高纬
 339 地区的大气是准正压的。Moon et al. (2011) 和 Wang et al. (2018) 通过 300hPa
 340 异常流函数来揭示 MJO 遥相关波列的特征, 因此本文也选取 300hPa 异常流函数
 341 与波活动通量来探究不同时期 MJO 遥相关波列的特征。图 6a, b 分别是 EP3 和

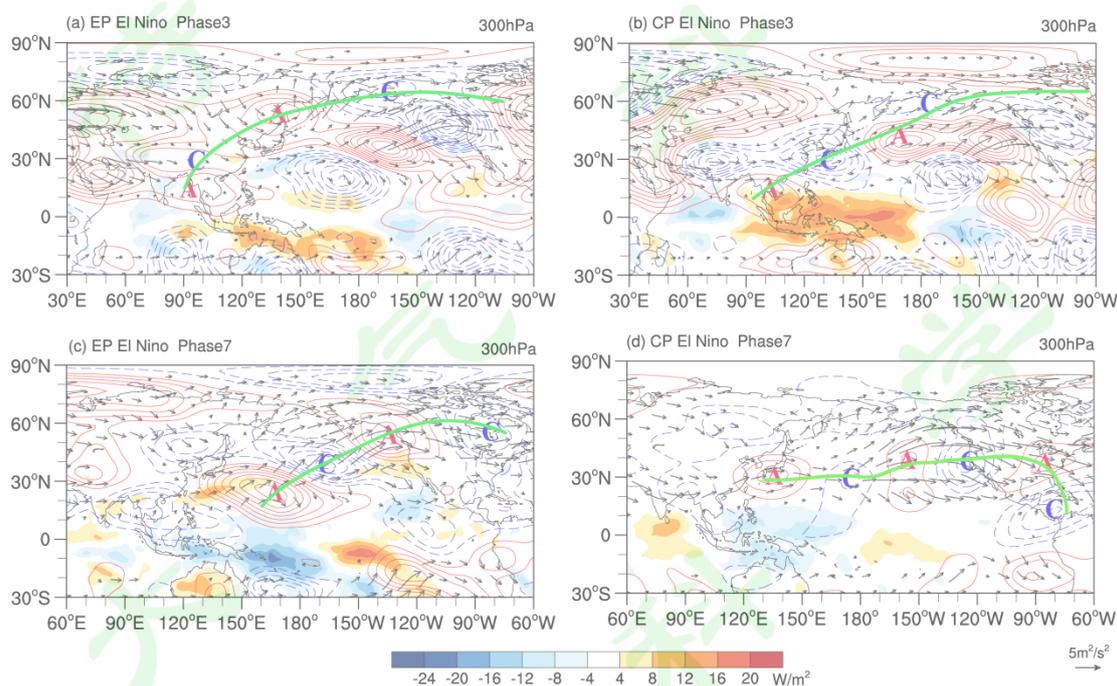
342 CP3 时期 300hPa 高度上异常场的合成图。根据 300hPa 高度上流函数异常以及位
343 势高度异常的分布可以确定 EP3 时期和 CP3 时期对应的 MJO 遥相关波列（图中
344 绿色实线所示），且与前人的研究结果相似（Moon et al., 2011; Yoo et al., 2015;
345 Henderson et al., 2016, 2017, 2018）。由图 6a, b 可知，EP3 和 CP3 两时期对应的
346 MJO 对流均位于印度洋上，但 EP3 期间的对流比 CP3 期间的对流偏东。从两个
347 时期对应的遥相关波列的分布可以发现，在 60°N 附近的白令海地区均存在气旋
348 性异常，有利于高纬地区阻塞频率的增加。中高纬地区大气的准正压结构使得
349 500hPa 高度上也存在类似的高度异常。可见，EP3 和 CP3 时期，MJO 遥相关波
350 列均能传至 60°N 附近的白令海地区，此时高纬地区有“北正南负”的高度异常，
351 导致太平洋地区阻塞频率均存在大范围显著的正异常。然而在 EP7 与 CP7 两时
352 期间，对应的中高纬 500hPa 高度异常存在明显的差异，导致这两个时期间太平
353 洋阻塞频率异常存在明显不同。下文重点关注 EP7 与 CP7 时期中高纬高度异常
354 的成因，以及两时期高度异常差异的成因。

355 图 6c 合成了 EP7 期间 300hPa 流函数、波活动通量以及 OLR 异常。如图所
356 示，EP7 期间 MJO 对流主要位于 10°S 的中西太平洋上，对流以北存在反气旋性
357 异常，中心位置在（30°N，165°E），中纬度中东太平洋上有气旋性异常，50°N
358 附近的北美西岸受到反气旋性异常控制。Henderson et al. (2018) 指出，与 MJO
359 异常对流相联系的上层辐散场会引起副热带急流区的涡度异常并触发 Rossby 波
360 列。因此 EP7 时期 300hPa 流函数异常（图 6c）以及 500hPa 位势高度异常（图
361 5c）均与 Rossby 波能量的频散有关。由该时期 300hPa 波活动通量可知，能量主
362 要是自西向东传播，而在 30°N 的中太平洋上，300hPa 的波活动通量出现较强的
363 东北向分量，也有利于 MJO 遥相关波列向东北方向的传播。因此，在 EP7 时期
364 MJO 遥相关波列主要表现出向东北传播的特征，在太平洋上最北可以到达 50°N
365 附近，从而影响中高纬地区的位势高度，进而调节太平洋地区的阻塞活动。

366 图 6d 合成了 CP7 期间 300hPa 流函数、波活动通量以及 OLR 异常。由图可
367 知，该时期内热带 MJO 对流主要位于 110°-170°E，20°S-20°N。相比于 EP7 时
368 期，CP7 时期对流强度偏小，位置也相对偏西。由高层异常流函数的分布可知，
369 MJO 对流以北的西太平洋上空存在反气旋性异常，中心位置位于 30°N 附近，该
370 反气旋性异常以东存在气旋性异常，而 40°-50°N 之间的中东太平洋上存在反气

371 旋性异常。由此可见，在 CP7 期间 MJO 遥相关波列主要表现为纬向分布的特征，
 372 最北仅可传到 40°~50°N。通过 300hPa 波活动通量可知，在 CP7 期间能量主要是
 373 自西向东传播，这与 EP7 时期相似。但是在 30°N 附近的中太平洋上，300hPa
 374 波活动通量主要为向东传的分量，这也反映该时期 MJO 遥相关波列以纬向分布
 375 为主。可见，在 CP7 时期 MJO 遥相关波列位于中纬度地区，对高纬度地区的高
 376 度异常影响较小，因此该时期太平洋地区没有大范围显著的阻塞频率异常。

377



378

379 图6 (a) EP3 与 (b) CP3 期间 300hPa 的流函数 (等值线; 间隔: 8×10^5 ; 单位: m s^{-2})
 380 和波活动通量 (矢量; 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), 以及超前对应时期 6-13 天的 OLR 异常的合成 (阴影;
 381 单位: W m^{-2}); (c) - (d) 分别同 (a) - (b), 但分别为 EP7 和 CP7 期间; 红色实线为正
 382 流函数异常, 蓝色虚线为负流函数异常, 0 等值线省略; 波活动通量仅给出大于 $1 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 的矢
 383 量; 图中字母 “A” 和 “C” 分别代表反气旋性环流异常中心和气旋性环流异常中心; 绿色
 384 实线代表各时期遥相关波列

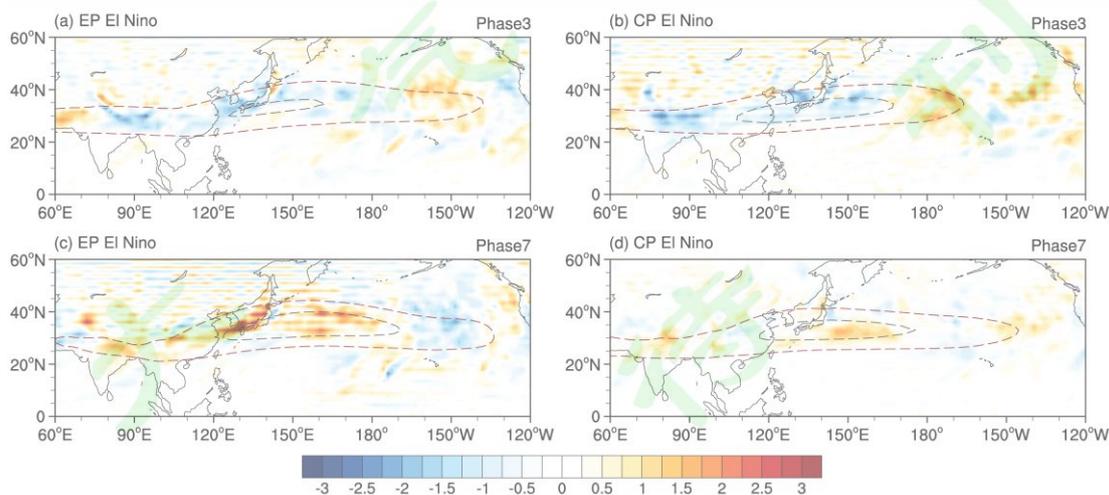
385 Fig.6 Composites of 300hPa streamfunction (contours; interval: 8×10^5 , unit: m s^{-2}) and wave
 386 activity flux anomalies (vectors; unit: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) during (a) EP3 and (b) CP3, and OLR anomalies
 387 (shading; unit: W m^{-2}) with 6-13-day leading for the corresponding period; (c) and (d) As in (a)
 388 and (b), respectively, but for EP7 and CP7. Solid contours are positive values, dashed contours are
 389 negative values and the zero line is omitted. Vectors with a wave activity flux magnitude

390 exceeding $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are displayed. The letters “A” and “C” respectively indicate the centers of
391 anticyclonic and cyclonic anomalies. Green contour indicates teleconnection pattern

392

393 已有研究表明, MJO 遥相关波列的位置及传播特征均受高层平均流的调控
394 (Hoskin and Ambrizzi, 1993; Karoly, 1983; Simmons et al., 1983; Seo and Lee,
395 2017), 而其传播方向与 MJO 对流激发的异常 Rossby 波源相对于急流核的位置
396 有密切关系 (Li et al., 2006)。参照 Henderson et al. (2018) 的研究, 本文计算
397 了各时期 200hPa 的异常 Rossby 波源, 如图 7a-d 所示。图 7 中红色虚线区域为
398 副热带西风急流区, 灰色虚线区域为急流核区。由图 7a, b 可知, 在 EP3 和 CP3
399 期间, 中南亚至日本海地区存在大范围的负异常 Rossby 波源, 而且日本海地区
400 的异常波源分别位于对应时期急流核区的西北/北部。根据 Li et al. (2006) 的研
401 究可知, 这两个时期的遥相关波列会向极地和向东传播, 所以在图 6a, b 中 MJO
402 遥相关波列均表现为向东北方向传播。EP7 时期异常 Rossby 波源的水平分布如
403 图 7c 所示, 在日本海地区存在大范围强的正异常波源, 其位置位于急流核区的
404 西北部。因此 EP7 期间的 MJO 遥相关波列仍将向东北方向传播, 如图 6c 中所
405 示。由图 7d 可知, CP7 时期 MJO 激发的正异常 Rossby 波源位于日本以东的太
406 平洋上, 并且该波源正好位于 CP7 时期的急流核区内部。根据波导理论 (Hoskin
407 and Ambrizzi, 1993), CP7 的 MJO 遥相关波列将会被限制在急流中传播。因此
408 CP7 时期 MJO 遥相关波列位于中纬度地区, 并呈纬向分布的特征 (图 6d)。

409



410

411 图 7 (a)EP3 与 (b)CP3 期间 200hPa 的异常 Rossby 波源水平分布(阴影;单位: 10^{-10} s^{-2});
412 (c) – (d) 分别同 (a) – (b), 但分别为 EP7 和 CP7 期间; 红色(灰色)虚线是纬向风速
413 等于 45 m s^{-1} (65 m s^{-1}) 的等值线
414 Fig.7 Horizontal distribution of anomalous Rossby wave source at 200hPa (shading; unit: 10^{-10} s^{-2})
415 during (a) EP3 and (b) CP3; (c) and (d) As in (a) and (b), respectively, but for EP7 and CP7. The
416 red (gray) dashed contour denotes the 200hPa-zonal wind equal to 45 m s^{-1} (65 m s^{-1})

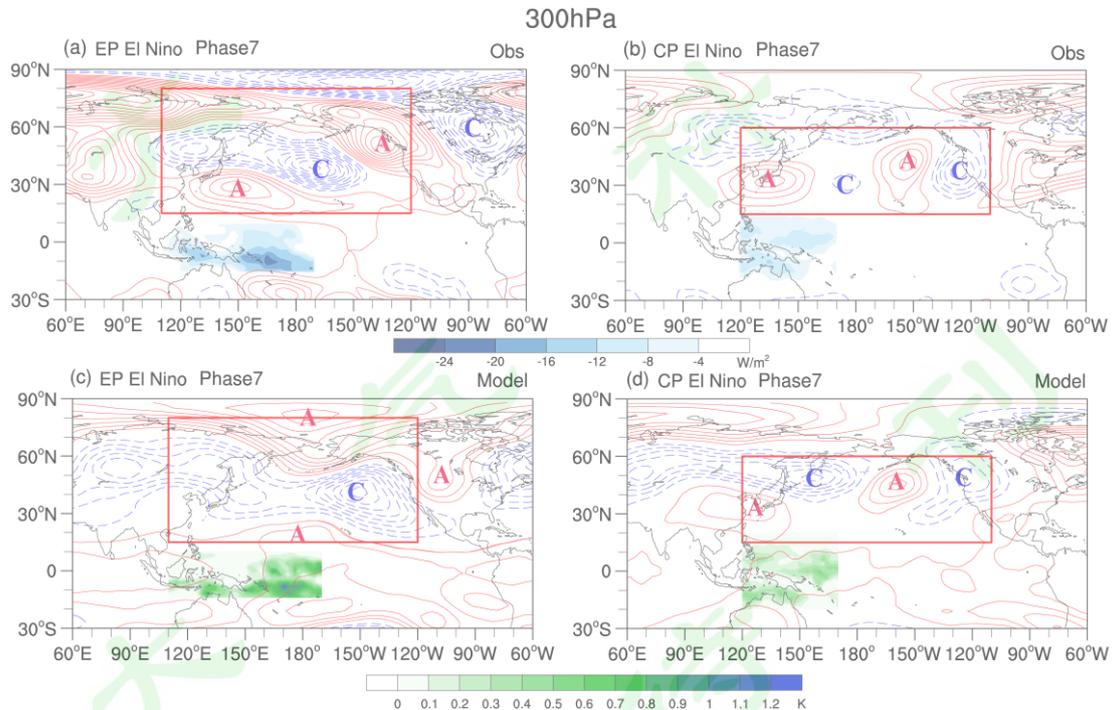
417
418 综上所述,EP3 与 CP3 时期 MJO 激发的高层异常 Rossby 波源位于急流核区
419 的西北/北部,使两个时期的 MJO 遥相关波列均能传至白令海地区,从而引起极
420 地地区(白令海地区)正(负)高度异常,使高纬度太平洋地区均存在正的阻塞
421 频率异常。然而 EP7 与 CP7 时期的 Rossby 波源相对于急流核区的位置差异较大。
422 在 EP7 时期 MJO 激发的高层异常 Rossby 波源位于急流核区的西北部,使该时
423 期 MJO 遥相关波列在太平洋上向东北方向传播,并传至 50° N 附近,从而引起
424 中高纬地区有利于阻塞频率增加的高度异常的分布。CP7 时期 MJO 激发的高层
425 异常 Rossby 波源正好位于急流核区内部,使该时期内 MJO 遥相关波列位于中纬
426 度地区,从而对高纬地区位势高度影响较小,所以在 CP7 时期太平洋地区没有
427 大范围显著的阻塞频率异常。

428 429 5 ECHAM4.6 模式试验结果

430 由 EP3 时期的模拟结果(图略)可知,模式可以重现 300hPa 高度上 MJO
431 遥相关波列,并模拟出 500hPa 上极地地区的正高度异常和白令海地区的负位势
432 高度异常,进而验证了图 5a 中的结果。由 CP3 时期的模拟结果(图略)可知,
433 虽然从模式结果中没有发现清晰的 MJO 遥相关波列,但是在高纬度地区存在有
434 利于阻塞频率增加的位势高度异常,进而验证了图 5b 中的结果。由此验证了在
435 EP3 和 CP3 时期太平洋地区均会存在正的阻塞频率异常(见图 3e, f)。

436 图 8a 是合成的 EP7 时期观测的 300hPa 位势高度异常,图中实线框区域
437 (110° E – 120° W , 15° – 80° N)是模式结果与观测结果重点关注的区域,阴影为图
438 1e 中方框区域内的负 OLR 异常。图 8b 是 CP7 时期观测的 300hPa 位势高度异常,
439 图中实线框区域(120° E – 110° W , 15° – 60° N)也是模式结果与观测结果重点关

440 的区域,阴影为图 1f 中方框内的负 OLR 异常。图 8c 是 EP7 时期模式模拟的 300hPa
 441 高度异常,该图中的阴影是与图 8a 中负 OLR 异常对应的大气加热率,并且图中
 442 实线框与图 8a 一致。通过对比图 8a 与 8c 可知,虽然模式模拟的 MJO 遥相关波
 443 列的位置略有偏东,但是模拟的遥相关波列仍可以传到 50°N 附近,并在重点关
 444 注区域仍然存在由南向北“正-负-正”的高度异常。由此可以验证 EP7 时期 MJO
 445 遥相关波列可以引起北亚地区(鄂霍次克海地区)出现正(负)高度异常,从而
 446 佐证了图 4c 的结果。图 8d 是 CP7 时期模式模拟的 300hPa 位势高度异常。对比
 447 观测结果(图 8b)可知,模式结果在重点关注区域内仍存在呈纬向分布的“正-
 448 负-正-负”的高度异常。虽然模式模拟的遥相关波列的位置在太平洋上略有偏北,
 449 但是波列中第二个正的位势高度异常仍位于 40°-50°N 之间,验证了该时期 MJO
 450 遥相关波列位于中纬度,由此验证了该时期遥响应对高纬度地区高度异常影响较
 451 小,导致在该时期太平洋地区没有大范围显著的阻塞频率异常。虽然本文的模式
 452 结果对资料可能具有一定的敏感性,但是使用 HadISST 数据也可以较好的模拟
 453 出 EP3 和 EP7 时期的位势高度异常,并验证本文的结论。
 454



455
 456 图 8 (a) EP7 与 (b) CP7 期间观测的 300hPa 位势高度异常合成(等值线;单位: gpm);
 457 (a) - (b) 中阴影区分别表示图 7 (c) - (d) 方框内负的 OLR 异常(单位: $W m^{-2}$); (c)
 458 - (d) 分别同 (a) - (b), 但为模式模拟的 300hPa 位势高度异常场(等值线)和加入敏感

459 试验的大气加热率（阴影，单位： K ）；方框区域表示关注的重点区域；图中字母“A”和“C”
460 分别代表反气旋性环流异常中心和气旋性环流异常中心

461 Fig.8 Composites of 300hPa-geopotential height anomalies (contours; unit: gpm) from the
462 observed result during (a) EP7 and (b) CP7. The shading in (a) and (b) respectively indicate
463 negative OLR anomalies (unit: $W m^{-2}$) in the box of Fig.7 (c) and (d). (c) and (d) As in (a) and (b),
464 respectively, but for 300hPa-geopotential height anomalies (contours) from the ECHAM4.6 model
465 result and atmospheric heating rate of joining in sensitivity experiments (shading; unit: mm). The
466 boxes indicate the key area in corresponding time. The letters “A” and “C” respectively indicate
467 the centers of anticyclonic and cyclonic anomalies

468

469 6 结论与讨论

470 利用 1979–2019 年 ERA-interim 逐日再分析数据和二维阻塞指数，探讨了冬
471 季 EP、CP 厄尔尼诺事件背景下 MJO 对太平洋地区阻塞频率的调节作用。通过
472 分析各 MJO 位相强事件的出现频次及平均振幅，最终选取强事件出现频次较高
473 且平均振幅较强的位相 3 和位相 7 作为主要研究对象。

474 结果表明，在两类厄尔尼诺背景下，MJO 第 3 位相期间太平洋地区均存在
475 大范围显著的正阻塞频率异常，但正异常中心所在地区不同。在 EP 厄尔尼诺背
476 景下，MJO 第 3 位相期间正异常中心位于白令海峡附近，而在 CP 厄尔尼诺背景
477 下，该位相期间正异常中心分布于东西伯利亚海沿岸。在 EP 厄尔尼诺背景下，
478 MJO 第 7 位相期间太平洋地区也存在大范围显著的正阻塞频率异常，其异常中
479 心位于鄂霍次克海以北的亚洲大陆上，比 EP3 时期的正异常中心偏南。在 CP 厄
480 尔尼诺背景下，MJO 第 7 位相期间太平洋地区没有大范围显著的阻塞频率异常。

481 各时期的 MJO 对流可以通过遥响应影响对应时期的中高纬地区 500hPa 位势
482 高度异常，从而调节太平洋地区阻塞的发生频率。在 EP3 和 CP3 时期，MJO 激
483 发的遥相关均能引起极地（白令海）正（负）的高度异常，使两个时期高纬度太
484 平洋地区均出现正的阻塞频率异常。在 EP7 期间 MJO 的遥相关波列可以传至
485 $50^{\circ}N$ 以北，导致在北亚地区和北美西岸（鄂霍次克海和中太平洋）存在正的（负）
486 位势高度异常，从而使中高纬太平洋地区出现大范围正的阻塞频率异常。在 CP7
487 期间 MJO 的遥相关仅可传至 $40^{\circ}-50^{\circ}N$ 的中纬度地区，从而对高纬地区位势高度

488 的影响较小，导致该时期太平洋地区内没有大范围显著的阻塞频率异常。EP7 和
489 CP7 时期 MJO 遥相关波列不同的原因是两个时期 MJO 对流引起的异常 Rossby
490 波源相对于急流核的位置不同。EP7 时期的正异常 Rossby 波源位于急流核区的
491 西北部，使该时期的遥相关波列会向东北方向传播。CP7 时期的正异常 Rossby
492 波源正好位于急流核区内部，使该时期的遥相关波列被限制在急流中传播，因此
493 CP7 时期的遥相关波列呈纬向分布的特征。

494 ECHAM4.6 气候模式可以较好的重现 EP3 与 CP3 时期极地(白令海)正(负)
495 的位势高度异常，从而佐证了这两个时期高纬度太平洋地区均存在正的阻塞频率
496 异常。同时，模式试验结果也验证了在 EP7 期间 MJO 的遥相关可以传至 50°N
497 附近，并引起北亚地区(鄂霍次克海地区)正(负)的位势高度异常，从而佐证
498 了该时期中高纬太平洋地区存在正阻塞频率异常。最后模式结果也验证了 CP7
499 时期遥相关仅能传至 40°-50°N 之间，说明了该时期 MJO 遥相关对高纬度地区位
500 势高度的影响较小，对应太平洋地区没有大范围显著的阻塞频率异常。

501 本文主要关注的是与 MJO 位相同期发生的现象，而该现象是由超前 6-13 天
502 的对流引起的。因此，若能准确地预测 MJO 的发展和演变，将有利于提升太平
503 洋地区阻塞活动的预报能力。本文重点关注了不同背景下 MJO 对太平洋地区阻
504 塞频率的影响，并没有关注其对阻塞强度的影响。但是有关于 MJO 影响大尺度
505 阻塞事件强度的研究也十分有意义，值得进一步探讨。此外，本文研究了两类厄
506 尔尼诺背景下 MJO 对太平洋地区阻塞活动的调控作用，但是厄尔尼诺的遥相关
507 也会受到 MJO 的影响。Hoell et al. (2014) 指出 MJO 可以影响 ENSO 对大气的
508 加热，进而放大或减弱 ENSO 的遥相关。因此 ENSO 和 MJO 之间可能存在相互
509 影响的过程，进而影响中高纬地区的阻塞活动，这些复杂过程有待进一步研究探
510 讨。

511

512 参考文献 (References)

513

514 Buehler T, Raible C C, Stocker T F. 2016. The relationship of winter season North Atlantic
515 blocking frequencies to extreme cold or dry spells in the ERA-40 [J]. *Tellus A*, 63(2): 174-187.
516 doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00492.x.

517 Chen X, Ling J, Li C. 2016. Evolution of the Madden-Julian Oscillation in two types of El Niño [J].
518 J. Climate, 29(5): 1919–1934. doi:10.1175/jcli-d-15-0486.1.

519 Dee D P, Uppal S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA–interim reanalysis: Configuration and
520 performance of the data assimilation system [J]. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 137(656): 553–597.
521 doi:10.1002/qj.828.

522 Dole R, Hoerling M, Perlwitz J, et al. 2011. Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat
523 wave? [J] Geophys. Res. Lett., 38: 6. doi:10.1029/2010gl046582.

524 Duchon C E. 1979. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions [J]. J. Appl. Meteor., 18(8):
525 1016–1022. doi: 10.1175/1520-0450(1979)018<1016:LFIOAT>2.0.CO;2.

526 Feng J, Chen W, Tam C Y, et al. 2011. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China
527 rainfall in the decaying phases [J]. Int. J. Climatol., 31(14): 2091–2101. doi:10.1002/joc.2217.

528 Ferranti L, Palmer T N, Molteni F, et al. 1990. Tropical-Extratropical Interaction Associated with
529 the 30–60 Day Oscillation and Its Impact on Medium and Extended Range Prediction [J]. J.
530 Atmos. Sci., 47(18): 2177–2199.
531 doi:10.1175/1520-0469(1990)047<2177:TEIAWT>2.0.CO;2.

532 Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. Q. J. Roy. Meteor.
533 Soc., 106(449): 447–462. doi:10.1002/qj.49710644905.

534 Gollan G, Greatbatch R J. 2017. The Relationship between Northern Hemisphere Winter Blocking
535 and Tropical Modes of Variability [J]. J. Climate, 30(22): 9321–9337.
536 doi:10.1175/JCLI-D-16-0742.1.

537 Henderson S A, Maloney E D, Barnes E A. 2016. The influence of the Madden–Julian oscillation
538 on Northern Hemisphere winter blocking [J]. J. Climate, 29(12): 4597–4616.
539 doi:10.1175/JCLI-D-15-0502.1.

540 Henderson S A, Maloney E D, Son S W. 2017. Madden-Julian Oscillation Pacific Teleconnections:
541 The Impact of the Basic State and MJO Representation in General Circulation Models [J]. J.
542 Climate, 30(12): 4567–4587. doi:JCLI-D-16-0789.1

543 Henderson S A, Maloney E D. 2018. The impact of the Madden-Julian oscillation on high-latitude
544 winter blocking during El Niño–Southern Oscillation events [J]. J. Climate, 31(13):
545 5293–5318. doi:10.1175/JCLI-D-17-0721.1.

546 Hoell A, Barlow M, Wheeler M C, et al. 2014. Disruptions of El Niño–Southern oscillation
547 teleconnections by the Madden–Julian oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 41(3): 998–1004.
548 doi:10.1002/2013GL058648.

549 Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary-Scale atmospheric phenomena associated with the
550 Southern Oscillation [J]. Mon. Wea. Rev., 109(4): 813–829.
551 doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2.

552 Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal
553 and Orographic Forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38(6): 1179–1196.
554 doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2.

555 Hoskins B J, Ambrizzi T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow
556 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50(12): 1661–1671.
557 doi:10.1175/1520-0469(1993)050<1661:RWPOAR>2.0.CO;2.

558 Karoly D. 1983. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*,
559 7(2): 111–125. doi:10.1016/0377-0265(83)90013-1.

560 Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool
561 El Niño [J]. *J. Climate*, 22(6): 1499–1515. doi:10.1175/2008jcli2624.1.

562 李春, 孙照渤. 2003. 中纬度阻塞高压指数与华北夏季降水的联系 [J]. *南京气象学院学报*,
563 26(4): 458–464. Li C, Sun Z B. 2003. Association of mid-latitude blocking high index with
564 summer precipitation in North China [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in*
565 *Chinese)*, 26(4): 458–464. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2003.04.003.

566 李崇银, 顾薇. 2010. 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究 [J]. *大气科学*, 34(5):
567 865–874. Li C Y, Gu W. 2010. An analyzing study of the anomalous activity of blocking
568 high over the ural mountains in January 2008 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*
569 *(in Chinese)*, 34(5): 865–874. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.05.

570 李峰, 丁一汇. 2004. 近 30 年夏季欧亚大陆中高纬度阻塞高压的统计特征 [J]. *气象学报*,
571 62(3): 347–354. Li F, Ding Y H. 2004. Statistical characteristic of atmospheric blocking in
572 the Eurasia high-mid latitudes based on recent 30-year summers [J]. *Acta Meteor. Sinica (in*
573 *Chinese)*, 62(3): 347–354. doi:10.11676/qxxb2004.035.

574 Li S, Hoerling M P, Peng S, et al. 2006. The Annular Response to Tropical Pacific SST Forcing [J].
575 *J. Climate*, 19(9): 1802–1819. doi: 10.1175/JCLI3668.1.

576 李亚飞, 任荣彩. 2019. 北半球冬季各阻塞系统对大范围极端温度异常的单独和协同影响
577 [J]. *大气科学*, 43(6): 1313–1328. Li Y F, Ren R C. 2019. The Independent and Coordinative
578 Influences of the Four Blocking Systems in the Northern Hemisphere Winter on the
579 Occurrence of Widespread Extreme Cold Surface Temperature [J]. *Chinese Journal of*
580 *Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(6): 1313–1328.
581 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1811.18214.

582 Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave
583 radiation dataset [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(6): 1275–1277.
584 doi:10.1175/1520-0477(1996)077<1255:EA>2.0.CO;2.

585 刘刚, 徐士琦, 廉毅. 2019. 夏季亚洲阻塞高压识别及其对中国东北气候异常的可能影响:不
586 同再分析资料对比 [J]. *气象学报*, 77(2): 303–314. Liu G, Xu S Q, Lian Y. 2019.
587 Recognition results of blocking high in Asia during summer and its possible impacts on

588 climate anomalies in Northeast China: Comparison of various reanalysis data [J]. *Acta*
589 *Meteor. Sinica* (in Chinese), 77(2): 303–314. doi:10.11676/qxxb2019.007.

590 Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the
591 Tropical Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28(5): 702–708.
592 doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2.

593 Masato G, Hoskins B J, Woollings T J. 2012. Wave–breaking characteristics of midlatitude
594 blocking [J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138(666):1285–1296. doi:10.1002/qj.990.

595 Masato G, Hoskins B J, Woollings T. 2013. Wave-breaking characteristics of Northern Hemisphere
596 winter blocking: A two-dimensional approach [J]. *J. Climate*, 26(13): 4535–4549.
597 doi:10.1175/JCLI-D-12-00240.1.

598 Matthews A J, Hoskins B J, Masutani M. 2004. The global response to tropical heating in the
599 Madden–Julian oscillation during the northern winter [J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130(601):
600 1991–2011. doi:10.1256/qj.02.123.

601 Moon J Y, Wang B, Ha K J. 2011. ENSO regulation of MJO teleconnection [J]. *Climate Dyn.*,
602 37(5–6): 1133–1149. doi:10.1007/s00382-010-0902-3.

603 Pang B, Chen Z, Wen Z, et al. 2016. Impacts of two types of El Niño on the MJO during boreal
604 winter [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(8): 979–986. doi:10.1007/s00376-016-5272-2.

605 Pan X, Li T, Sun Y, et al. 2021. Cause of Extreme Heavy and Persistent Rainfall over Yangtze River
606 in Summer 2020 [J]. *Adv. Atmos. Sci.* doi:10.1007/s00376-021-0433-3.

607 Pohl B, Matthews A J. 2007. Observed changes in the lifetime and amplitude of the Madden–Julian
608 oscillation associated with interannual ENSO sea surface temperature anomalies [J]. *J. Climate*,
609 20(11): 2659–2674. doi:10.1175/JCLI4230.1.

610 Pook M J, Risbey J S, McIntosh P C, et al. 2013. The seasonal cycle of blocking and associated
611 physical mechanisms in the Australian region and relationship with rainfall [J]. *Mon. Wea.*
612 *Rev.*, 141(12): 4534–4553. doi:10.1175/MWR-D-13-00040.1.

613 Rex D F. 1950. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. I: An
614 aerological study of blocking action [J]. *Tellus*, 2(3): 196–211. doi:10.3402/tellusa.v2i3.8546.

615 Roeckner E, Arpe K, Bengtsson L, et al. 1996. The atmospheric general circulation model
616 ECHAM4: model description and simulation of present-day climate [R]. Hamburg, Germany:
617 Max-Planck-Institute of Meteorology, Rep. 218.

618 Sardeshmukh P D, and Hoskins B J. 1988. The generation of global rotational flow by steady
619 idealized tropical divergence [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45(7): 1228–1251.
620 doi:10.1175/1520-0469(1988)0452.0.CO;2

621 Scherrer S C, Croci-Maspoli M, Schwierz C, et al. 2006. Two-dimensional indices of atmospheric
622 blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic
623 region [J]. *Int. J. Climatol.*, 26(2): 233–249. doi:10.1002/joc.1250.

- 624 Seo K H, Lee H J. 2017. Mechanisms for a PNA-like teleconnection pattern in response to the MJO
625 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 74(6): 1767–1781. doi:10.1175/JAS-D-16-0343.1.
- 626 Simmons A, Wallace J, Branstator G. 1983. Barotropic wave propagation and instability, and
627 atmospheric teleconnection patterns [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40(6): 1363–1392.
628 doi:10.1175/1520-0469(1983)040<1363:BWPAIA>2.0.CO;2.
- 629 Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for
630 stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow [J]. *J. Atmos.*
631 *Sci.*, 58(6): 608–627. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0608:Afoapi>2.0.Co;2.
- 632 Wang J, Kim H M, Chang E K M, et al. 2018. Modulation of the MJO and North Pacific Storm
633 Track Relationship by the QBO [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(8): 3976–3992.
634 doi:10.1029/2017jd027977.
- 635 Weng H, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim
636 during recent El Niño Modoki and El Niño events [J]. *Climate Dyn.*, 32(5): 633–647.
637 doi:10.1007/s00382-008-0394-6.
- 638 Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development
639 of an index for monitoring and prediction [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132(8): 1917–1932.
640 doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2.
- 641 袁媛, 杨辉, 李崇银. 2012. 不同分布型厄尔尼诺事件及对中国次年夏季降水的可能影响 [J].
642 *气象学报*, 70(3): 467–478. Yuan Y, Yang H, Li C Y. 2012. Study of El Nino events of
643 different types and their potential impact on the following summer precipitation in China [J].
644 *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 70(3): 467–478. doi:10.11676/qxxb2012.039.
- 645 袁媛, 李崇银, 杨崧. 2014. 与厄尔尼诺和拉尼娜相联系的中国南方冬季降水的年代际异常
646 特征 [J]. *气象学报*, 72(2): 237–255. Yuan Y, Li C Y, Yang S. 2014. Decadal anomalies of
647 winter precipitation over southern China in association with El Niño and La Niña. *Acta*
648 *Meteor. Sinica (in Chinese)*, 72(2): 237–255. doi: 10.11676/qxxb2014.014.
- 649 Yoo C, Park S, Kim D, et al. 2015. Boreal winter MJO teleconnection in the Community
650 Atmosphere Model version 5 with the Unified Convection parameterization [J]. *J. Climate*,
651 28(20): 8135–8150. doi:10.1175/JCLI-D-15-0022.1
- 652 Yu J Y, Kao H Y. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO [J]. *J.*
653 *Climate*, 22(3): 615–632. doi: 10.1175/2008JCLI2309.1.
- 654 Zhang W, Jin F F, Ren H L, et al. 2012. Differences in teleconnection over the North Pacific and
655 rainfall shift over the USA associated with two types of El Niño during boreal autumn [J]. *J.*
656 *Meteor. Soc. Japan*, 90(4): 535–552. doi:10.2151/jmsj.2012-407.

- 657 Zhu Z, Li T, He J. 2014. Out-of-Phase relationship between boreal spring and summer decadal
658 rainfall changes in southern China* [J]. J. Climate, 27(3): 1083–1099.
659 doi:10.1175/jcli-d-13-00180.1.
- 660 Zhu Z, Li T. 2016. A new paradigm for continental U.S. summer rainfall variability: Asia–North
661 America teleconnection [J]. J. Climate, 29: 7313–7327. doi:10.1175/jcli-d-16-0137.1.