

# 梅雨期东亚副热带西风急流纬向振荡特征

郑淇丹<sup>1</sup> 张耀存<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 南京大学大气科学学院, 南京 210023

## 摘要

利用 1979-2020 年 EAR5 逐日再分析资料和中国站点降水观测资料, 分析了梅雨期东亚副热带西风急流的纬向振荡特征及其与东亚大气环流和梅雨期降水的联系。通过对比 200 hPa 纬向风标准差大值区 (37°~47°N, 100°~120°E) 与西太平洋 (37°~47°N, 140°~160°E)、青藏高原 (37°~47°N, 80°~100°E) 上空两个急流中心区域平均纬向风速距平值发现, 梅雨期间东亚副热带西风急流主要存在两种强度和位置变化类型, 第一种类型前期急流中心位于西太平洋上空, 随后强度减弱, 并在其西侧出现一个增强的急流中心, 最大纬向风表现为快速西进特征, 称为快速西进型; 第二种类型前期急流中心位于青藏高原上空, 随后逐渐增强并东移, 最大纬向风表现为渐进东移特征, 称为渐进东移型。分析两种急流振荡类型对应的环流及降水演变发现, 与急流快速西进类型相对应, 南亚高压东伸脊点位置偏东, 西太平洋副热带高压强度增强西伸, 中高纬环流形势为“两槽一脊”型, 伴随 200 hPa 辐散经向增强, 700 hPa 水汽输送向北抬升, 雨带出现由南向北的位置变化; 而与急流渐进东移型相对应, 南亚高压东伸脊点位置偏西, 西太平洋副热带高压强度减弱东缩, 中高纬环流形势为“两脊一槽”型, 鄂霍次克海出现阻高的频数偏多, 同时长江下游高层辐散减弱, 而长江上游的高层辐散和低层水汽输送加强, 从而在长江上游和长江下游地区形成降水强度的反相变化。

**关键词** 东亚副热带急流 纬向振荡 环流变化 降水分布

**文章编号** 2023106A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2403.23106

**收稿日期** 2024-03-15; **网络预出版日期**

**作者简介** 郑淇丹, 女, 1998 年生, 硕士研究生, 主要从事东亚大气环流研究。Email: 452546879@qq.com

**通讯作者** 张耀存(ZHANG Yaocun). Email: [yczhang@nju.edu.cn](mailto:yczhang@nju.edu.cn)

**基金项目** 国家自然科学基金重点项目资助 (41930969)

27 **Characteristics of the East Asian subtropical westerly jet's zonal**  
28 **oscillation during the Mei-yu period**

29 ZHENG Qidan<sup>1</sup> ZHANG Yaocun<sup>1</sup>

30 <sup>1</sup> School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China

31  
32 **Abstract**

33 Based on the EAR5 daily reanalysis data and observational precipitation data at  
34 2437 stations in China from 1979 to 2020, this study analyzes the zonal oscillation  
35 characteristics of the East Asian subtropical westerly jet and its relationship with the  
36 East Asian atmospheric circulation and precipitation during the Mei-yu period. The  
37 results reveal that there are two intensity and position variation types for the East  
38 Asian subtropical westerly jet during Mei-yu period by comparing the 200 hPa  
39 regional mean zonal wind anomalies in a large value area of standard deviation  
40 (37°-47°N, 100°-120°E) with the two jet stream centers over the Western Pacific  
41 (37°-47°N, 140°-160°E) and the Tibetan Plateau (37°-47°N, 80°-100°E). For the first  
42 type, the jet stream center is situated over the western Pacific Ocean in the early stage,  
43 then the intensity of the jet stream over the western Pacific weakens, and an enhanced  
44 jet stream center appears on the western side of the jet stream. The maximum zonal  
45 wind shows a rapid westward migration feature, which is called the rapid westward  
46 migration type. For the second type, the jet stream center is located over the Tibetan  
47 plateau in the early stage, then steadily strengthens and moves eastward. The  
48 maximum zonal wind exhibits a gradual eastward migration feature, which is referred  
49 to as the gradual eastward migration type. The analyses of circulation and  
50 precipitation corresponding to the two jet stream oscillation types indicate that, with  
51 the rapid westward migration of the jet stream, the east ridge point of the South Asian  
52 High is located to the east, and the western Pacific Subtropical High's intensity is  
53 increased and moved to the west, and the circulation pattern in the middle and high  
54 latitudes is characterized as "two troughs and one ridge". Furthermore, as the  
55 meridional increase of 200 hPa divergence and the 700 hPa water vapor transport

56 rises to the north, the position of the rain belt shifts from south to north.  
57 Corresponding to the gradual eastward migration type, the east ridge point of the  
58 South Asian High is located to the west, and the western Pacific Subtropical High's  
59 intensity is decreased and contracted to the east, the circulation pattern in the middle  
60 and high latitudes is featured as "two ridges and one trough," and the blocking highs  
61 occur more frequently over the Okhotsk Sea region. Meanwhile, the upper-level  
62 divergence in the lower reaches of the Yangtze River weakens, while the upper-level  
63 divergence and lower-level water vapor transport strengthen in the upper reaches of  
64 the Yangtze River, thus forming an antiphase change in precipitation intensity  
65 between the upper and lower reaches of the Yangtze River.

66 **Key words** East Asian subtropical jet, zonal oscillation, circulation evolution,  
67 precipitation distribution

68

69 1.引言

70 东亚副热带西风急流 (The East Asian Subtropical Westerly Jet, EASJ) 是重  
71 要的高空环流系统之一, 伴有较强的水平和垂直风速切变, 并与高空锋区相对应  
72 (Palmen and Newton, 1948; Cressman, 1981; 高守亭和陶诗言, 1991; 张耀存等,  
73 2008; 张庆云等, 2018)。急流季节性北跳和南退是大气环流转换的标志, 急流  
74 强度和位置变化对季风爆发、梅雨起讫和天气气候异常都有重要影响(叶笃正等,  
75 1958; 陶诗言等, 1958; Lau et al., 1988; Hoskins and Ambrizzi, 1993; Yang et al.,  
76 2002; Ha et al., 2012)。研究表明, 在大气环流冬到夏的季节转换过程中, 东亚急  
77 流在 5 月初和 6 月初青藏高原及东亚大陆上空先后经历两次显著的北跳, 分别对  
78 应着南海夏季风爆发和梅雨开始(李崇银等, 2004)。此外, 急流在 7 月末东亚  
79 大陆沿岸也存在一次显著的北跳过程, 且表现为急流北侧纬向风增强和急流中心  
80 纬向风强度减弱两类不同的北跳方式(Lin and Lu, 2008; 林中达, 2011)。伴随  
81 着副热带急流位置偏南或偏北, 长江中下游降水对应出现增多或减少(况雪源和  
82 张耀存, 2006; 宣守丽等, 2013; Wang et al., 2019)。当东亚副热带急流强度在  
83 (30°N~37.5°N, 110°~130°E) 范围内异常偏强时, 长江流域梅雨偏多, 急流经  
84 向平稳摆动(金荣花等, 2012)。由此可见, 急流经向位置移动与东亚天气和气  
85 候密切相关。

86 另一方面, 也有研究发现东亚副热带急流中心在初夏时期存在快速从东向西  
87 的位置移动, 并且与梅雨期降水具有密切联系。Zhang et al. (2006) 利用逐月和  
88 逐候资料分析发现, 在 6~7 月急流核位置从 140°E 附近快速西移至 90°E, 其中  
89 在 35~39 候西移最显著。杜银等(2008)的研究进一步揭示出梅雨期东亚副热带  
90 急流东西向变化呈现西太平洋上空急流核分裂减弱直至消失、东亚大陆上空急流  
91 持续维持的特征, 并且当急流主体位于西太平洋上空时, 在长江下游地区配合有  
92 充足的水汽和由高低空急流耦合形成的强烈辐合上升运动, 有利于在长江下游形  
93 成集中的强降水。此外, 在冬季东亚副热带急流也存在纬向位置变化(Jaffe et al.,  
94 2011; Griffin and Martin, 2017; Wu and Sun, 2017; Yao et al., 2018), Jaffe et al.  
95 (2011) 发现冬季急流存在扩张和收缩的纬向振荡, 并统计出 1979~2007 年间发  
96 生了 19 次明显的急流收缩事件, 且事件前后的异常纬向风、位势高度、海平面  
97 气压及对流层顶位势涡度等均存在反相变化特征。Xie et al. (2015) 研究发现不  
98 同季节的急流扩张和收缩事件对中国东部雨带的位置和强度变化产生不同的影

99 响,尤其是在6~7月梅雨期间,急流收缩对中国东部的雨带北移有一定作用,而  
100 副热带急流纬向上急流轴倾斜、平稳或波形的变化与东亚雨带位置、走向和空间  
101 分布也具有密切联系 (Du et al., 2022)。以往研究从季节平均或候平均角度揭示  
102 了东亚副热带急流在冬夏季均存在纬向位置变化,尤其在6~7月急流中心从西太  
103 平洋上空140°E附近快速地向西移动至青藏高原90°E附近,但对此快速西移过  
104 程的具体细节还缺乏细致的分析,在90°~140°E范围内急流中心是否出现停留或  
105 西进、东退的纬向位置振荡变化过程?不同形式的急流振荡对东亚大气环流和梅  
106 雨期降水是否有影响?这正是本文所要进一步分析的问题。因此,本文利用  
107 1979~2020年ERA5逐日再分析资料和中国2437站逐日降水资料,分析梅雨期  
108 东亚副热带急流的纬向振荡特征,并探讨不同振荡类型与东亚大气环流的联系及  
109 其对降水空间分布的影响,加深梅雨期东亚副热带西风急流纬向变化特征的认  
110 识。

111

## 112 2.资料和方法

113 本文所使用的数据为:(1)逐日纬向风、经向风、位势高度和水汽场均来源  
114 于欧洲中期天气预报中心(ECMWF)分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的第五代大气逐小时  
115 再分析资料(ERA5),资料时段为1979~2020年,共42年(Hersbach et al., 2018);  
116 (2)由中国气象局提供的全国2437个台站逐日降水资料,并通过Cressman方  
117 法插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格点上(Cressman, 1959)。

118 每年6~7月一般正处于梅雨阶段,为分析梅雨期东亚副热带急流的纬向振荡  
119 特征,参照Li and Zhang (2014)所确定的气候态平均梅雨期,为便于分析急流  
120 的纬向振荡特征,前后分别扩展10天,将每年的6月10日~7月20日作为研究  
121 时段即梅雨期,共41天。此外,考虑到急流逐日变化剧烈,因此下文所提及的  
122 事件识别和分类,均对200hPa纬向风进行5天滑动平均。

123

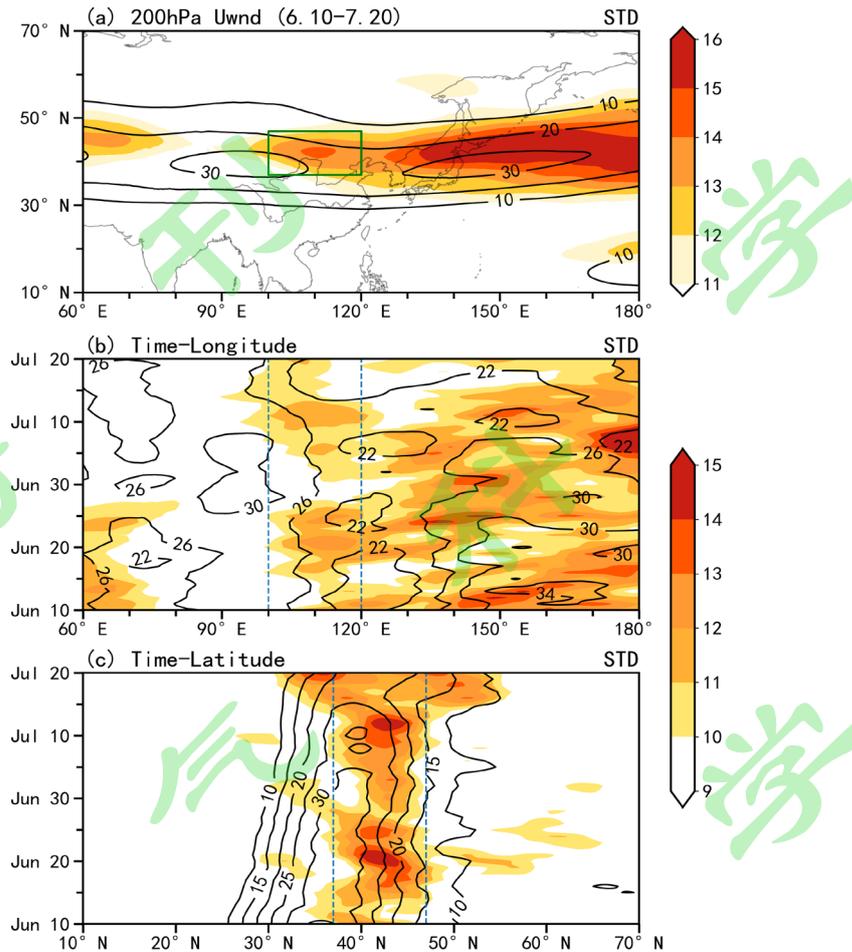
## 124 3.东亚副热带西风急流纬向振荡特征

### 125 3.1 东亚副热带西风急流的变率特征

126 图1为梅雨期200hPa纬向风场的气候态及其标准差分布图。从多年平均200  
127 hPa纬向风的水平分布看(图1a),梅雨期东亚副热带西风急流存在两个风速大

128 于  $30 \text{ m s}^{-1}$  的急流中心，分别位于  $130^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{E}$  的西太平洋和  $80^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$  的青藏高  
129 原上空，急流轴均在  $40^{\circ}\text{N}$  附近。分析梅雨期间  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  平均纬向风的时间-经  
130 度变化（图 1b）可见，梅雨期内东亚副热带急流中心从西太平洋上空西移至  $95^{\circ}\text{E}$   
131 附近，具体表现为西太平洋上空急流减弱直至消失、青藏高原上空急流持续维持  
132 的特征，这与前人研究结果一致（Zhang et al., 2006; 杜银等, 2008）。此外，200  
133 hPa 纬向风存在两个大于  $14 \text{ m s}^{-1}$  的标准差大值区，一个位于西太平洋上空急流  
134 北侧，另一个位于河套以北地区上空，中心位于  $110^{\circ}\text{E}$ 、 $42^{\circ}\text{N}$  附近，其中西太平  
135 洋上空纬向风变率远大于河套以北地区上空（图 1a），西太平洋纬向风变率大与  
136 其上空急流强度减弱直至消失的季节性变化特征有关，而河套以北地区上空纬向  
137 风标准差大值区稳定在  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  范围内（图 1b），该区域出现较大的纬向风  
138 变率可能与急流的纬向振荡有关，这正是本文关注的重点。图 1c 给出  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$   
139 平均纬向风的时间-纬度变化，发现在 6 月 10 日至 7 月 15 日期间 200 hPa 纬向风  
140 大于  $11 \text{ m s}^{-1}$  的标准差均稳定在  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  范围内，随后标准差大于  $11 \text{ m s}^{-1}$  的范  
141 围扩大至  $30^{\circ}\sim 54^{\circ}\text{N}$ ，但整体看纬向风标准差大值区仍在  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  范围内。

142 基于上面对纬向风标准差的分析可知，200 hPa 纬向风标准差在河套以北地  
143 区附近出现一个大值区域，处于初夏时期东亚副热带西风急流快速从东向西移动  
144 经过的区域，因此本文以  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ 、 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  为梅雨期东亚副热带急流变化  
145 的关键区域，如图 1a 绿色方框所示。接下来将重点关注这一关键区域纬向风速  
146 的变化特征，揭示东亚副热带急流中心位置西进或东退即东西振荡与关键区纬向  
147 风速强弱变化的关系。



148

149 图 1 梅雨期 200hPa 纬向风气候态（等值线，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）和标准差（填色，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）：  
 150 （a）经度-纬度空间分布图；（b） $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  平均的时间-经度变化图；（c） $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  平均  
 151 的时间-纬度变化图。绿框表示急流变化关键区（ $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ），蓝色虚线分别表示  
 152  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  和  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  的经度和纬度范围

153 Figure 1. The 200hPa zonal wind climate state(contour, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) and standard deviation(shaded,  
 154 units:  $\text{m s}^{-1}$ ) during Mei-yu period: (a) longitude-latitude spatial distribution.; (b) longitude-time  
 155 distribution averaged between  $37^{\circ}\text{N}$  and  $47^{\circ}\text{N}$ ; (c) latitude-time distribution averaged between  
 156  $100^{\circ}\text{E}$  and  $120^{\circ}\text{E}$ . Green solid box indicates the key area of jet stream variation ( $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ ,  
 157  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ). The blue dashed lines indicate the latitude and longitude ranges of  $100^{\circ}$  to  $120^{\circ}\text{E}$  and  
 158  $37^{\circ}$  to  $47^{\circ}\text{N}$ , respectively

159

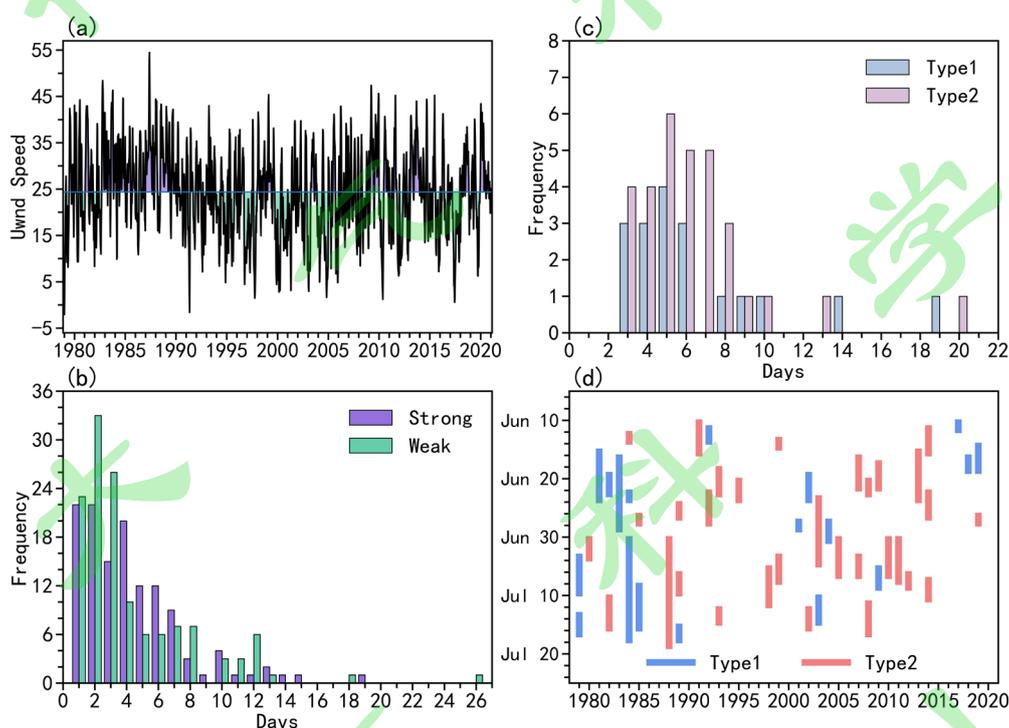
160 图 2 给出了关键区平均纬向风速的逐日时间序列及其变化的频数分布。分析  
 161 图 2a 发现，关键区平均纬向风速变化剧烈且呈现强弱不一的特征，1722 天平均  
 162 的关键区纬向风速值为  $24.36 \text{ m s}^{-1}$ ，其中有 490 天区域平均纬向风速超过  $30 \text{ m}$   
 163  $\text{s}^{-1}$ 。整体来看，在 20 世纪 90 年代之前，关键区纬向风速在平均值以上居多，在

164 20 世纪 90 年代后到 21 世纪初, 关键区纬向风速则以小于平均值为主。为分析  
165 关键区风速变化情况, 且避免关键区纬向风的季节变化, 以关键区逐日气候态风  
166 速值为标准, 当关键区纬向风速大于 0.5 倍对应日标准差, 认为其偏强, 反之为  
167 偏弱。1722 天中分别有 556 天风速偏强和 570 天风速偏弱, 统计关键区纬向风  
168 速偏强或偏弱时持续天数的频数分布, 如图 2b 所示, 风速偏弱在 1~3 天的频数  
169 居多, 风速偏强则以 1~6 天为主, 频数均达 10 次以上。此外, 风速持续偏强在  
170 3 天及其以上共计 83 次, 占总次数 65.4%, 而持续偏弱在 3 天及其以上共计 77  
171 次, 占总次数 57.9%, 相对于偏弱, 关键区风速偏强能维持更长的时间。通过上  
172 述分析可知, 关键区纬向风存在明显的强弱变化, 并具有持续性异常特征。

173 为进一步理解关键区纬向风强度变化, 尤其是关键区纬向风速增强特征, 并  
174 分析关键区纬向风速增强与急流西进、东退可能存在的联系, 下面将通过对比关  
175 键区纬向风速与东、西两侧急流中心的强度变化关系, 识别出风速增强事件并进  
176 行分类。关键区东、西两侧急流中心区分别选取  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ 、 $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$  和  
177  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ , 与图 1a 中西太平洋和青藏高原上空两个急流中心气候态  
178 位置相对应, 由此计算关键区、东侧急流中心和西侧急流中心各自的区域平均纬  
179 向风速距平值, 并进行对比, 需要注意的是纬向风速距平值减去的是对应日气候  
180 态。当关键区风速距平值分别大于东、西两侧急流中心风速距平值, 并持续 3  
181 天及以上, 则确定为一个完整的风速增强事件。若在事件开始前 1 到 2 天, 东侧  
182 风速距平值大于关键区风速距平值, 同时关键区风速距平值大于或与西侧风速距  
183 平值接近, 则将风速增强事件归结为与东侧急流强度变化有关。相反, 若在事件  
184 开始前 1 到 2 天, 西侧风速距平值大于关键区风速距平值, 同时关键区风速距平  
185 值大于或与东侧风速距平值相接近, 则将风速增强事件归结为与西侧急流强度变  
186 化有关。一共识别出 65 个风速增强事件, 其中 18 个与东侧急流强度变化有关,  
187 31 个与西侧急流强度变化有关, 占有所有事件的 75.4%。

188 图 2c 给出了两类风速增强事件持续天数的频数分布。在与东侧急流强度变  
189 化有关的事件中, 持续天数以 3 到 6 天为主, 共计发生了 13 次 (占比 72.2%),  
190 其中持续 5 天的事件最为常见, 发生了 4 次, 持续 3 天、4 天和 6 天的事件各发  
191 生了 3 次, 最长持续了 19 天。在与西侧急流强度变化有关的事件中, 持续 5 到  
192 7 天的事件较多, 共计发生 16 次 (占比 51.6%), 其中持续 5 天的事件最多, 发

193 生了6次，而持续6天和7天的事件各发生了5次。图2d还给出了两类风速增强  
 194 事件对应发生日期，分析发现在6月10日~7月20日梅雨期间都会出现两类  
 195 风速增强事件，其中以6月30日为界限，与东侧急流强度变化有关的事件中有  
 196 11个事件发生在6月，其余7个事件发生在7月，与7月份相比，发生在6月  
 197 的事件累积持续天数更多，分别为63天和56天，此外，1981年入梅日（6月  
 198 22日）和1983年入梅日（6月19日）与东侧急流强度变化有关的事件发生日期  
 199 有重叠。与西侧急流强度变化有关的事件中有16个事件发生在6月，剩余15  
 200 个事件发生在7月，发生在7月份的与西侧急流强度变化有关的事件累积持续天  
 201 数则多于6月，分别为106天和93天。



202  
 203 图2 梅雨期关键区的纬向风速变化及两类风速增强事件特征：(a) 关键区区域平均风速的  
 204 时间序列；(b) 关键区风速偏强（紫色柱状）和偏弱（绿色柱状）持续天数的频数分布；(c)  
 205 两类风速偏强事件持续天数的频数分布；(d) 两类风速偏强事件对应发生日期。蓝色和粉色  
 206 柱状分别代表与东侧急流强度变化有关的事件和与西侧急流强度变化有关的事件

207 Figure 2. The variation characteristics of zonal wind speed in the key area and of the two types of  
 208 wind speed enhancement events during Mei-yu period: (a) time series of regional average wind  
 209 speed in the key area; (b) the frequency distribution of the duration for the strong(the purple  
 210 column) and weak wind speed(the green column) in the key area; (c) the frequency distribution of  
 211 the duration of the two types of wind speed enhancement events; (d) the date of occurrence of the  
 212 two types of wind speed enhancement events. The blue and pink columns represent the type of

213 related to the eastern jet stream's intensity variation and the type of related to the western jet  
214 stream's intensity variation respectively

215

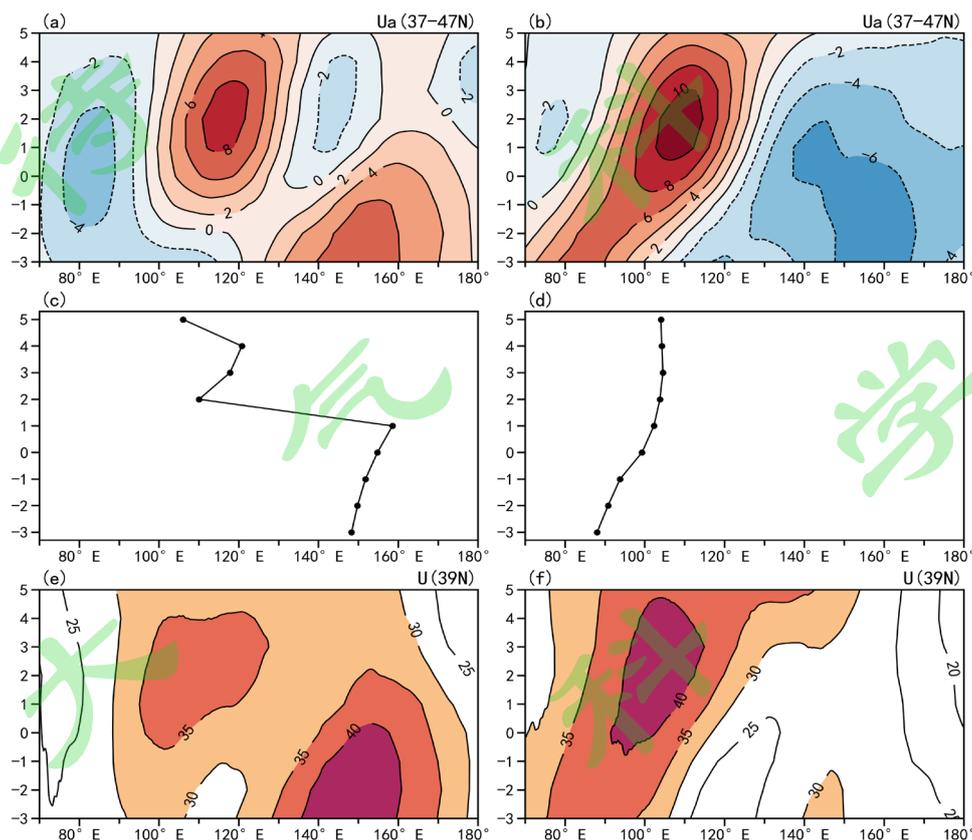
### 216 3.2 东亚副热带西风急流纬向振荡的演变特征

217 为分析与东侧和西侧急流强度变化有关的具体表现形式,图 3 给出两类风速  
218 增强事件 200 hPa 纬向风随时间的演变,其中, day 0 指风速增强事件开始的第  
219 一天,即事件开始日,而开始日前 n 天、后 n 天分别表示为 day -n 和 day n。从  
220 37°~47°N 平均异常纬向风随时间演变看(图 3a、b),与东侧急流强度变化有关  
221 的关键区风速变化表现为短时间内快速的向西移动特征。事件开始前,在  
222 140°~160°E 范围内有异常西风中心,随时间推移,异常西风减弱。在事件开始日  
223 前 2 天,关键区内异常东风转变为异常西风,并随后增强,在开始后 1 到 3 天异  
224 常西风风速达到最强,超过  $8 \text{ m s}^{-1}$ ,此后异常西风持续维持,而在 80°~100°E 范  
225 围内一直为异常东风控制(图 3a)。而与西侧急流强度变化有关的关键区风速变  
226 化则表现为异常西风渐进向东移动的特征,在事件开始前,70°~105°E 范围西风  
227 异常,105°E 以东地区为东风异常,随时间异常西风逐渐增强并向东移动,对应  
228 80°~100°E 范围内风速减弱,100°~120°E 范围内风速增强。从事件开始日起,在  
229 100°~120°E 关键区内出现风速超过  $8 \text{ m s}^{-1}$  以上的异常西风,风速增强事件开始  
230 并维持,在事件开始后 1 到 3 天最强风速达到  $10 \text{ m s}^{-1}$  以上,而 140°E 以东持续  
231 受异常东风控制(图 3b)。

232 分析最大纬向风所在经度随时间演变(图 3c、d)可知,与东侧急流强度变  
233 化有关的类型,在事件开始前最大纬向风中心均稳定在 140°~160°E 范围内,在  
234 事件开始后 1 天,最大纬向风快速西进至 100°~120°E 内,并持续稳定至滞后 5  
235 天(图 3c);而与西侧急流强度变化有关的类型,在事件开始前最大纬向风中心  
236 都在 80°~100°E 范围内,在事件开始时,纬向风中心东移至 100°~120°E 范围内,  
237 此后仍持续稳定在 100°~120°E 内(图 3d),因此基于上面对异常纬向风和最大纬  
238 向风随时间演变的分析,发现与东侧急流强度变化有关的类型呈现快速西进特  
239 征,而与西侧急流强度变化有关的类型则呈现渐进东移特征,下面将与东侧急流  
240 强度变化有关的类型称为快速西进型,与西侧急流强度变化有关的类型称为渐进  
241 东移型。

242 为进一步验证两种振荡类型在实际纬向风场中是否符合快速西进和渐进东

243 移特征，图 3e、f 给出了沿 39°N 纬向风的时间演变，分析发现快速西进型大于  
 244  $30 \text{ m s}^{-1}$  风速出现在  $90^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$  范围，并且在事件前期东侧存在一个急流核（定  
 245 义纬向风风速 $\geq 35 \text{ m s}^{-1}$ ，杜银等，2008），随后东侧急流核强度减弱，并在滞后 2  
 246 天以后消失，而在事件开始时关键区内出现另一个急流核，此后强度加强并维持，  
 247 表现为急流的快速西进（图 3e），而渐进东移型则明显表现为西侧急流中心渐进  
 248 东移的特征（图 3f）。

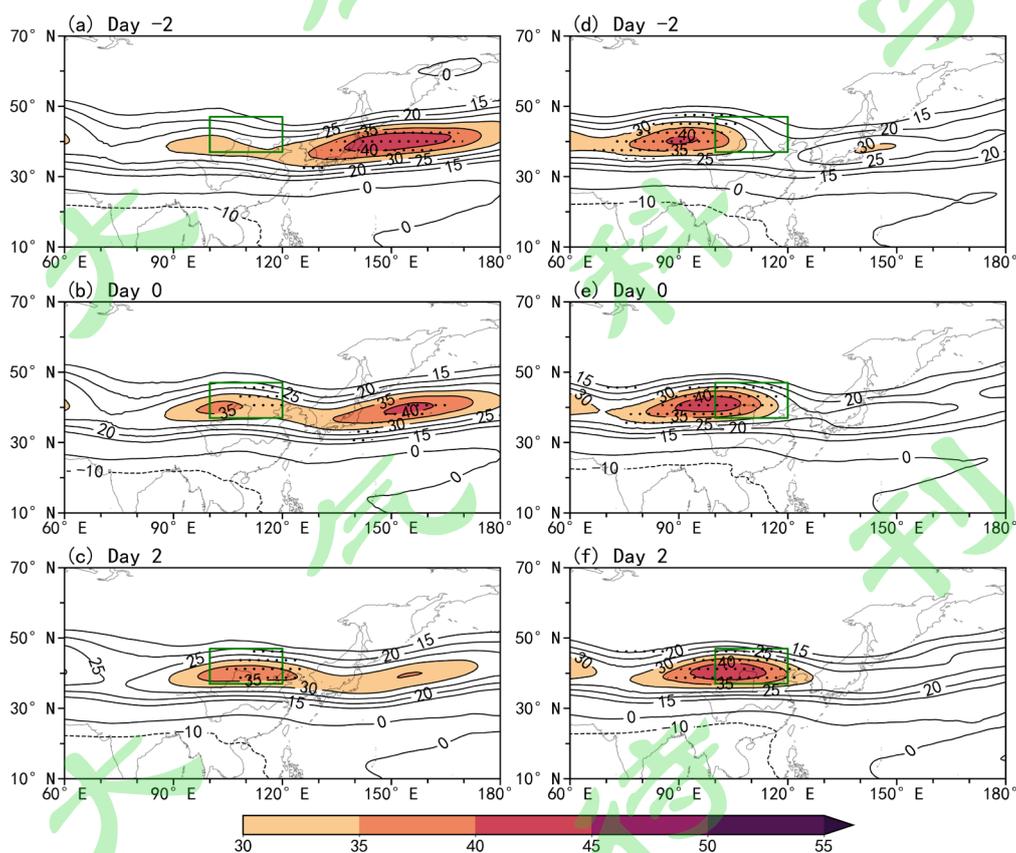


249  
 250 图 3 与东侧急流强度变化有关类型（左列）和与西侧急流强度变化有关类型（右列）200hPa  
 251  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  平均异常纬向风（a 和 b，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）、 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$  范围内最大纬向风所  
 252 在经度（c 和 d）和沿  $39^{\circ}\text{N}$  纬向西风（e 和 f）随时间演变

253 Figure 3. Time evolutions of the zonal wind anomalies averaged between  $37^{\circ}\text{N}$  and  $47^{\circ}\text{N}$ (a and b,  
 254 unit:  $\text{m s}^{-1}$ ), of the longitude position of the maximum zonal wind over  $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ (c and  
 255 d), of the zonal wind distribution along  $39^{\circ}\text{N}$ (e and f) at 200hPa. The left column is the type of  
 256 related to the eastern jet stream's intensity variation, while the right represents the type of related  
 257 to the western jet stream's intensity variation

258  
 259 为更清楚地分析梅雨期东亚副热带急流纬向振荡水平空间分布特征，图 4  
 260 给出两种纬向振荡类型 200 hPa 纬向风合成场的时间演变图。对快速西进型（图

261 4a、b、c), 在事件开始前 2 天急流几乎覆盖 90°~180°E 整个中纬度上空, 急流  
 262 中心位于西太平洋上空, 强度较强, 中心风速达到 40 m s<sup>-1</sup> 以上 (图 4a)。在事  
 263 件开始时西侧风速增强, 出现了另一急流核, 而西太平洋上空急流中心强度减弱。  
 264 此时, 存在两个急流中心, 分别位于东亚大陆关键区和西太平洋上空 (图 4b)。  
 265 在事件开始后 2 天, 关键区内急流中心强度局地增强, 急流核范围覆盖  
 266 100°~120°E, 而西太平洋上空急流核明显减弱, 在事件开始后 3 天完全消失, 东亚大  
 267 陆上空急流中心逐渐取代西太平洋上空急流中心主导地位, 表现为梅雨期内急流  
 268 的快速西进特征 (图 4c)。而与渐进东移型相对应 (图 4d、e、f), 在事件开始  
 269 前 2 天, 急流中心位于青藏高原上空 (图 4d), 随时间青藏高原上空的急流中心  
 270 强度增强并向关键区东移, 在事件开始时急流中心纬向风速增强至 40 m s<sup>-1</sup> 以上  
 271 (图 4e), 在事件开始后 2 天急流中心东移至关键区内且持续稳定 (图 4f)。从  
 272 急流逐日演变来看, 渐进东移型前期急流中心位于青藏高原上空, 伴随急流中心  
 273 增强并整体向东移动。



274  
 275 图 4 快速西进型 (左列) 和渐进东移型 (右列) 200 hPa 纬向风合成场 (单位: m s<sup>-1</sup>) 的时  
 276 间演变: (a)、(d) 为事件开始日前 2 天; (b)、(e) 为事件开始日; (c)、(f) 为事件开始  
 277 日后 2 天。打点区域通过了 99% 显著性检验, 绿框表示急流变化关键区 (37°~47°N),

278

100°~120°E)

279 Figure 4. Composite distributions of the 200hPa zonal wind with time(unit:  $\text{m s}^{-1}$ ): (a) and (d) are  
280 2 days before day0; (b) and (e) are day0; (c) and (f) are 2 days after day0. The left column is the  
281 rapid westward migration type, while the right represents the gradual eastward migration type.  
282 The dotted area has passed the 99% significance test. Green solid box indicates the key area of jet  
283 stream variation( $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )

284

285 为突出急流中心位置变化特征，分析两种纬向振荡类型纬向风场的垂直结  
286 构，图 5 给出了沿  $39^{\circ}\text{N}$  合成的纬向风经度-高度剖面随时间演变。在事件开始前  
287 2 天，沿  $39^{\circ}\text{N}$  快速西进型存在两个急流中心，一个位于  $100^{\circ}\text{E}$  附近，强度较弱，  
288 另一个位于  $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$  上空，急流中心强度较强，中心风速达到  $40\text{ m s}^{-1}$  以上，  
289 并向下延伸至近  $300\text{ hPa}$  附近（图 5a）。在事件开始时，沿  $39^{\circ}\text{N}$  两急流中心在  
290 垂直方向上出现汇合， $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$  上空急流中心强度明显减弱，垂直范围缩小，  
291 而其西侧急流中心强度增强，并在  $100^{\circ}\text{E}$  附近出现另一个急流核，且垂直范围扩  
292 张（图 5b）。在事件开始后 2 天， $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$  上空的强急流中心显著减弱，在  
293 事件开始后 3 天急流核已完全减弱消失，而  $100^{\circ}\text{E}$  附近上空急流中心强度明显  
294 增强，急流核范围覆盖  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  上空，位置变化不明显（图 5c）。而与渐进东  
295 移型相对应，在事件开始前 2 天，主要存在一个位于  $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$  上空的急流中心，  
296 中心风速在  $35\text{ m s}^{-1}$  以上（图 5d）。在事件开始时，高原上空急流以  $200\text{ hPa}$  为  
297 中心强度增强，垂直范围扩张，并整体向东移动 3~5 个经度，导致关键区纬向风  
298 速增强， $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$  范围纬向风速减弱（图 5e）。在事件开始后 2 天，该急流中  
299 心此时位于  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  附近上空，且风速已增强至  $40\text{ m s}^{-1}$  以上，并向下延伸将  
300 至  $300\text{hPa}$  附近（图 5f）。从事件前后纬向风速垂直结构的分析结果可以得到，快  
301 速西进型急流中心前期主要位于西太平洋上空，随后急流中心强度局地减弱，直  
302 至急流核消失，而其西侧的急流强度局地增强，形成另一个急流核，呈现急流快  
303 速西进的特征。渐进东移型则表现为前期青藏高原上空急流强度持续增强，且整  
304 体渐进向东移动特征。两类不同的风速增强过程，代表了东亚副热带急流不同的  
305 纬向振荡。

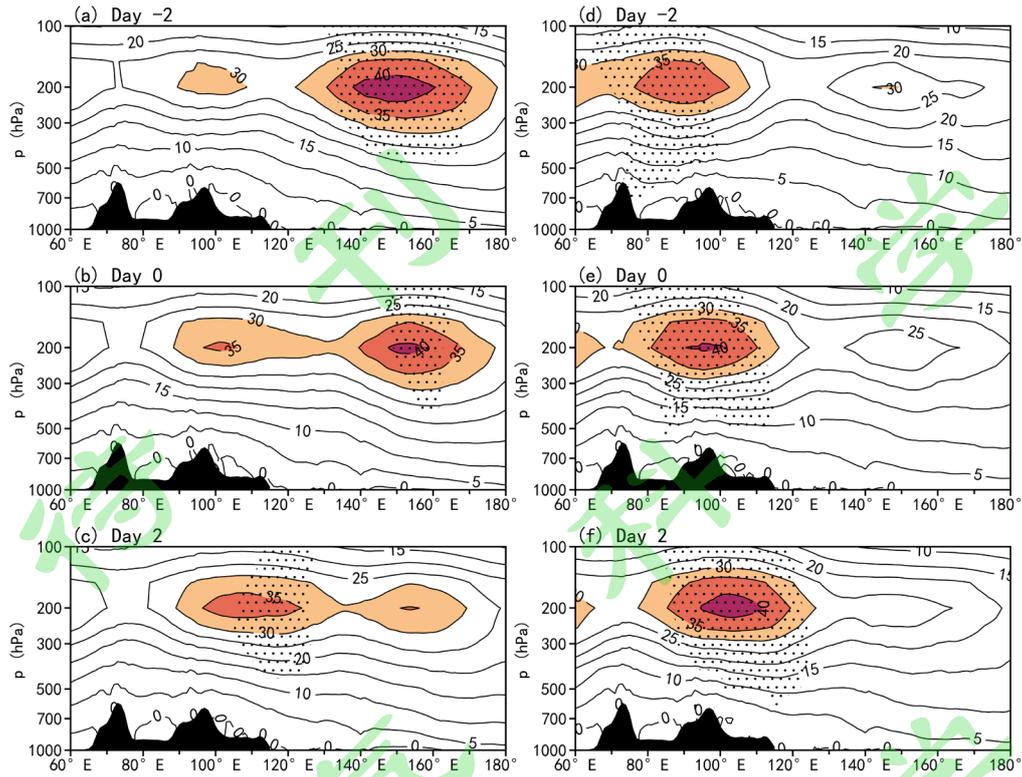


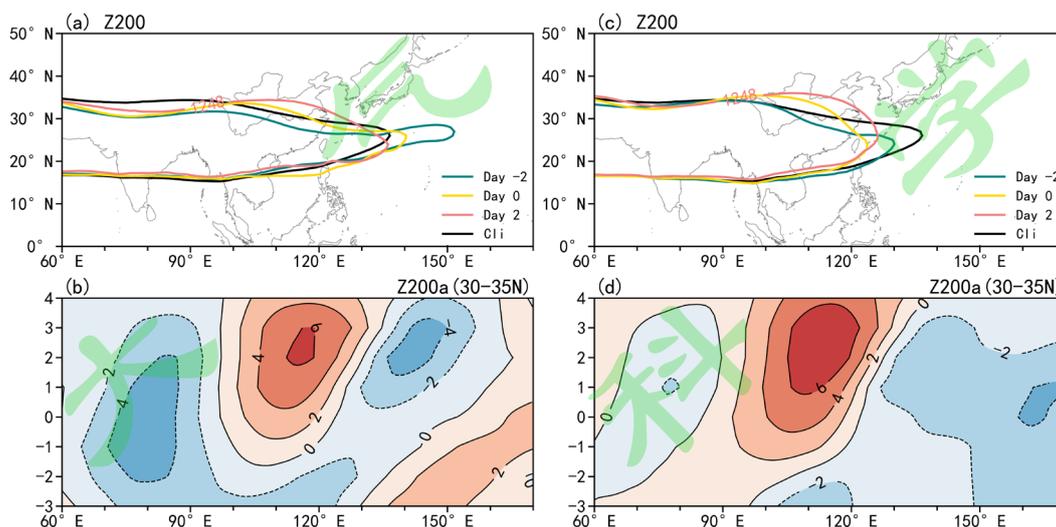
图 5 同图 4，但为沿 39°N 纬向风的经度-高度剖面随时间演变（单位： $\text{m s}^{-1}$ ；填色区为数值超过  $30 \text{ m s}^{-1}$ ）

Figure 5. Same as Fig.4, but for longitude-height cross sections of the composite zonal wind along 39°N (unit:  $\text{m s}^{-1}$ ; shaded area means  $u \geq 30 \text{ m s}^{-1}$ )

#### 4. 东亚副热带西风急流纬向振荡与东亚大气环流的联系

两种纬向振荡类型急流中心位置存在差异，并分别表现为急流快速西进和渐进东移，为探讨梅雨期两种振荡类型分别与东亚大气环流的联系，接下来主要从 200 hPa 和 500 hPa 位势高度场分析对应的环流特征。为了分析与急流纬向振荡相对应的南亚高压变化，这里用 1248 dagpm 等高线表征南亚高压的范围及东伸脊点位置的变化（Ren et al., 2015; 池再香等, 2019），图 6 给出两种纬向振荡类型 200 hPa 位势高度的 1248 dagpm 等高线和 30°~35°N 平均异常位势高度随时间的分布情况。快速西进型 1248 dagpm 等高线的东伸脊点位置从 152°E 附近西退至 136°E 附近，表明随着急流快速西进，南亚高压出现西退，且事件开始前 2 天的东伸脊点位置均比气候态偏东（图 6a）。进一步对异常位势高度进行 30°~35°N 平均，发现位势高度异常同样出现了与风场相对应的变化，快速西进型西太平洋上空位势高度异常由正转负，而 100°~120°E 附近位势高度异常由负转正，

324 60°~100°E 大陆上空持续为位势高度负异常（图 6b）。与快速西进型相反，渐进  
 325 东移型的南亚高压 1248 dagpm 等高线东伸脊点位置比气候态偏西，随着急流渐  
 326 进东移，脊点位置变化不明显，均稳定在 124°~129°E 范围内（图 6c）。随着纬向  
 327 风在 100°~120°E 关键区内增强，两种类型的南亚高压范围均出现向长江流域以  
 328 北地区伸展，从而有利于加强长江流域上空的高层辐散。另外，由于快速西进型  
 329 在青藏高原上空一直处于异常东风控制，因此相比于气候态，南亚高压形态在  
 330 80°~100°E 范围内明显南凹，而对应东移型则较为平直，说明异常纬向西风（东  
 331 风）对南亚高压形态变化有影响（图 6a、c）。从 30°~35°N 平均位势高度异常看，  
 332 渐进东移型的位势高度正异常出现渐进向东移动特征：青藏高原上空位势高度异  
 333 常由正转负，100°~120°E 附近位势高度异常则由负转正，140°~170°E 上空为位势  
 334 高度负异常（图 6d）。



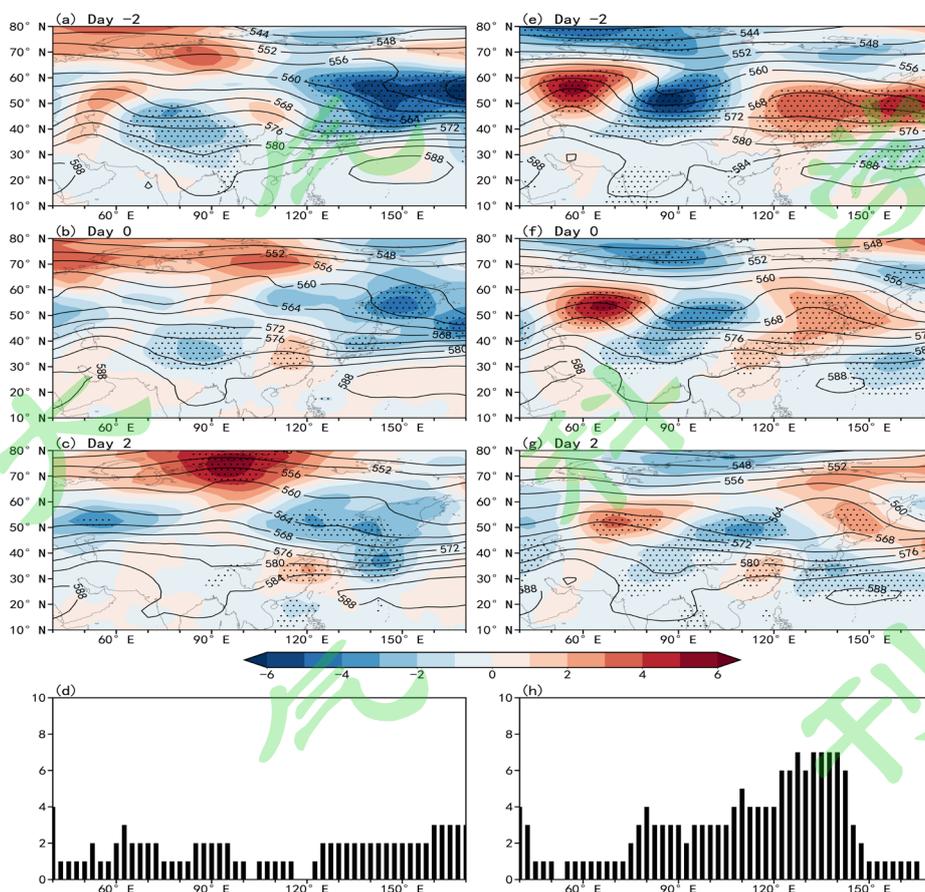
335  
 336 图 6 快速西进型（左列）和渐进东移型（右列）200 hPa 的 1248 dagpm 等高线分布（a 和 c，  
 337 单位：dagpm）和 30°~35°N 平均位势高度异常（b 和 d，单位：dagpm）随时间演变

338 Figure 6. Time evolution of the 1248 line distribution (a and c, unit: dagpm) and the 30°-35°N  
 339 mean geopotential height anomaly (b and d, unit: dagpm) at 200 hPa. The left column is the rapid  
 340 westward migration type, while the right represents the gradual eastward migration type

341

342 图 7 是两种纬向振荡类型 500 hPa 位势高度及其距平合成场的时间演变图。  
 343 伴随 100°~120°E 关键区风速增强、急流中心快速西进（图 7a、b、c），中高纬环  
 344 流形势由“两槽两脊”型演变为“两槽一脊”型，且鄂霍次克海附近的异常槽向西移  
 345 动，西太平洋副热带高压强度增强并西伸，在事件开始后 2 天，西太副高的脊点  
 346 位置西伸至 130°E 附近。另外，参照于 Barriopedro et al. (2006) 提出的阻塞高

347 压识别方法，图 7d 给出了两种类型在滞后 2 天对应不同经度阻塞高压出现的频  
 348 数分布，由图可知快速西进型阻塞高压出现频数较少。与渐进东移型相对应，中  
 349 高纬环流形势为“两脊一槽”型，且异常槽脊逐渐变浅减弱，并伴随急流东移而向  
 350 东移动，西太平洋副热带高压强度减弱并东缩，在事件开始后 2 天，西伸脊点位  
 351 置在 138°E 附近(图 7e、f、g)，并且渐进东移型的阻塞高压主要出现在 120°~150°E  
 352 附近，即以鄂霍次克海阻高为主(图 7h)。此外，随着西进型和东移型事件发生，  
 353 584 线均向北抬升至长江流域上空，有利于暖湿空气北上至长江流域，进而与南  
 354 下的干冷空气相遇，在长江流域形成降水。综合以上分析可知，南亚高压、西太  
 355 平洋副热带高压、中纬度槽脊系统伴随着急流西进或东移振荡而发生相应的变  
 356 化。



357  
 358 图 7 快速西进型(左列)和渐进东移型(右列) 500 hPa 位势高度(等值线, 单位: dagpm)  
 359 及其距平(填色)合成场的时间演变: (a)、(e)为事件开始日前 2 天; (b)、(f)为事件开  
 360 始日; (c)、(g)为事件开始后 2 天; 以及 (d)、(h)为事件开始后 2 天对应的不同经  
 361 度阻塞高压出现频数合成场。打点区域通过了 90%的显著性检验

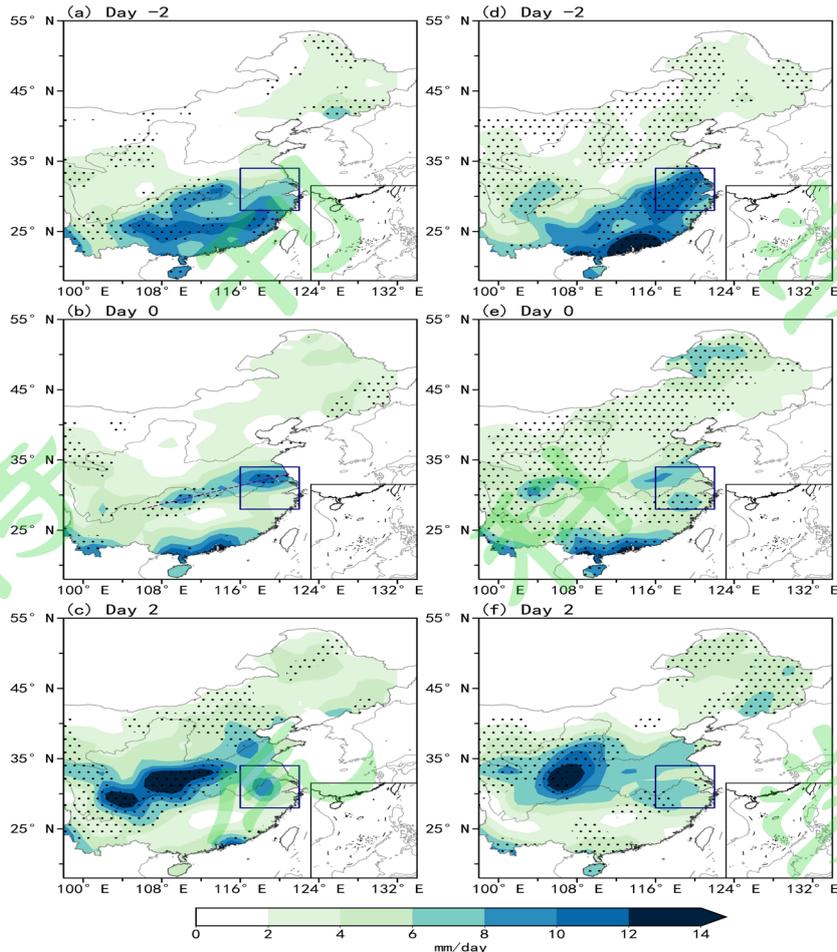
362 Figure 7. Composite distributions of the 500 hPa geopotential height(contour, unit: dagpm) and its  
 363 anomaly(shaded): (a) and (e) are 2 days before day0; (b) and (f) are day0; (c) and (g) are 2 days

364 after day0; And (d) and (h) are blocking high numbers on different longitude on day2. The left  
365 column is the rapid westward migration type, while the right represents the gradual eastward  
366 migration type. The dotted area has passed the 90% significance test.

367

## 368 5.东亚副热带西风急流纬向振荡对降水的影响

369 东亚副热带急流纬向形态分布差异影响长江流域降水强度和位置分布(杜银  
370 等, 2008; 字冉等, 2020), 为分析两种纬向振荡对降水强度和位置变化的影响,  
371 图 8 给出了两种纬向振荡类型合成的降水分布随时间演变。在事件开始前 2 天,  
372 快速西进型雨带主要位于长江以南地区(图 8a), 在事件开始时, 快速西进型降  
373 水集中在长江流域, 其中最大降水中心位于长江下游, 与事件开始前 2 天对比,  
374 雨带整体向北推进, 从而形成在长江流域的主要雨带(图 8b), 在事件开始后 2  
375 天, 降水中心再向西北转移至长江上游地区(图 8c)。与渐进东移型相对应, 在  
376 事件开始前 2 天长江下游地区存在降水中心(图 8d), 在事件开始时, 降水集中  
377 在长江下游和长江上游地区, 其中在长江下游的主要降水区域中, 存在长江以南  
378 和长江以北两个降水中心, 但相比事件开始前 2 天长江下游降水显著减弱但维持  
379 (图 8e), 在事件开始后 2 天, 降水中心出现在 107°E 长江上游附近(图 8f)。  
380 综合上述分析说明, 伴随西太平洋上空急流减弱、急流快速西进, 雨带存在明显  
381 的南北位置变化: 降水中心由长江以南北移至长江流域地区, 最后再向西北移至  
382 长江上游; 伴随急流渐进东移, 降水存在明显的东西向强度变化: 长江下游降水  
383 显著减少, 长江上游降水增加。



384

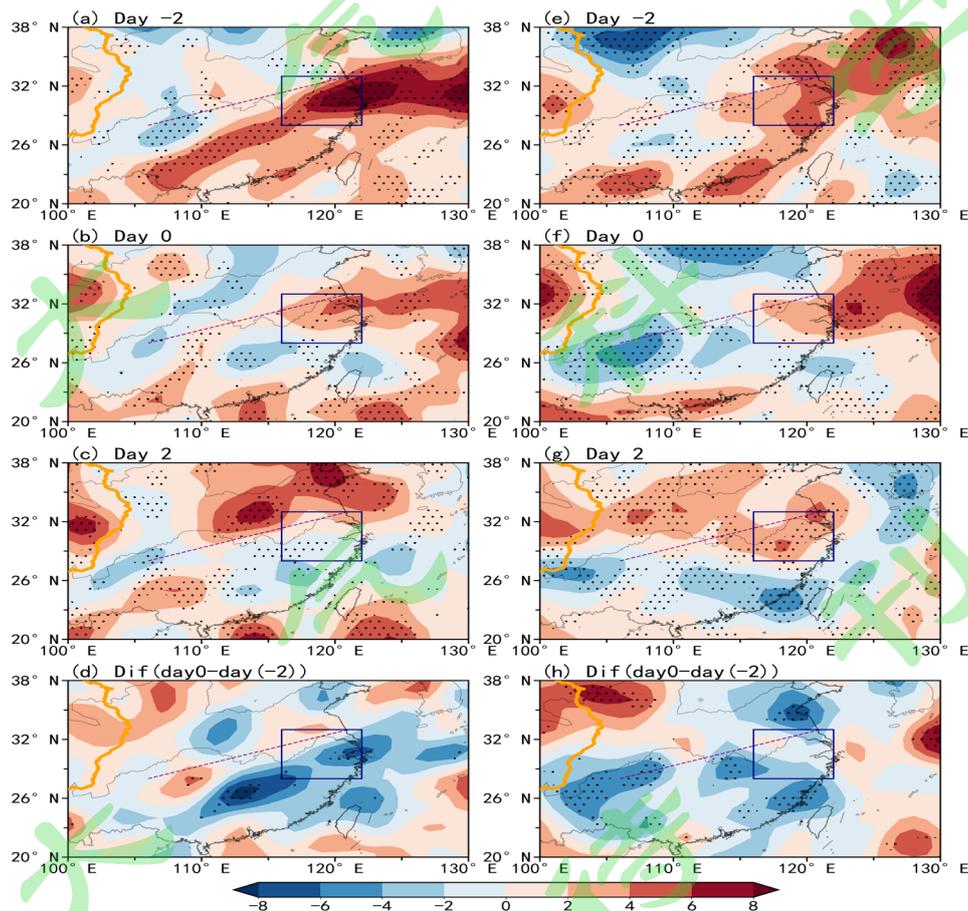
385 图 8 快速西进型（左列）和渐进东移型（右列）逐日降水合成场（单位： $\text{mm day}^{-1}$ ）的时间演变：(a)、(d) 为事件开始日前 2 天；(b)、(e) 为事件开始日；(c)、(f) 为事件开始日后 2 天。打点区域通过了 90% 的显著性检验，蓝色方框表示长江下游地区（ $28^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ ， $116^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ ），紫色虚线表示沿着长江流域

389 Figure 8. Composite distributions of the daily precipitation with time(unit:  $\text{mm day}^{-1}$ ): (a) and (d) are 2 days before day0; (b) and (e) are day0; (c) and (f) are 2 days after day0. The left column is the rapid westward migration type, while the right represents the gradual eastward migration type. The dotted area has passed the 90% significance test. The blue box indicates the lower reaches of the Yangtze River( $28^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ ,  $116^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ ), and the purple dotted line indicates areas along the Yangtze River Basin

395

396 影响梅雨期长江流域降水强度和位置的原因很多，水汽输送的强弱和路径、冷暖空气活动、动力抬升的强弱和位置都会影响梅雨期长江流域的降水。图 9 给出了两种纬向振荡类型 200 hPa 散度场的时间演变及差值。在急流西进开始前 2 天，由于急流中心此时位于西太平洋上空，受急流入口区南侧影响，我国江南、华南大部分地区均受高层较强的辐散控制（图 9a），有利于低层气流辐合，对降

401 水形成提供动力条件。在快速西进型事件开始时，由于西太平洋上空急流减弱，  
 402 高层辐散强度相应减弱，并且辐散范围明显向北推进，使得长江流域地区受高层  
 403 辐散场控制（图 9b），在西进型事件开始后 2 天，高层辐散中心偏北偏西，分布  
 404 在长江中游以北地区（图 9c），对比事件开始与事件开始前 2 天 200 hPa 散度差  
 405 值场发现，其异常辐散中心位于长江流域附近，有利于西进开始时雨带北抬，在  
 406 长江流域形成主要降水区（图 9d）。而在渐进东移型开始前 2 天，高层辐散仅出  
 407 现在中国东部沿海地区（图 9e），渐进东移开始前 2 天和开始时长江中游均受高  
 408 层辐合场控制，均不利于长江中游地区降水形成（图 9e、f），随着急流东移，长  
 409 江下游上空辐散场维持，但辐散强度相对事件开始前减弱，而长江上游高层辐散  
 410 强度显著增强（图 9g）。从事件开始与事件开始前 2 天的差值场看，长江下游高  
 411 层辐散减弱，长江上游偏北地区出现异常增强的辐散（图 9h），有利于在急流东  
 412 移前后长江下游降水减弱、长江上游降水增加。

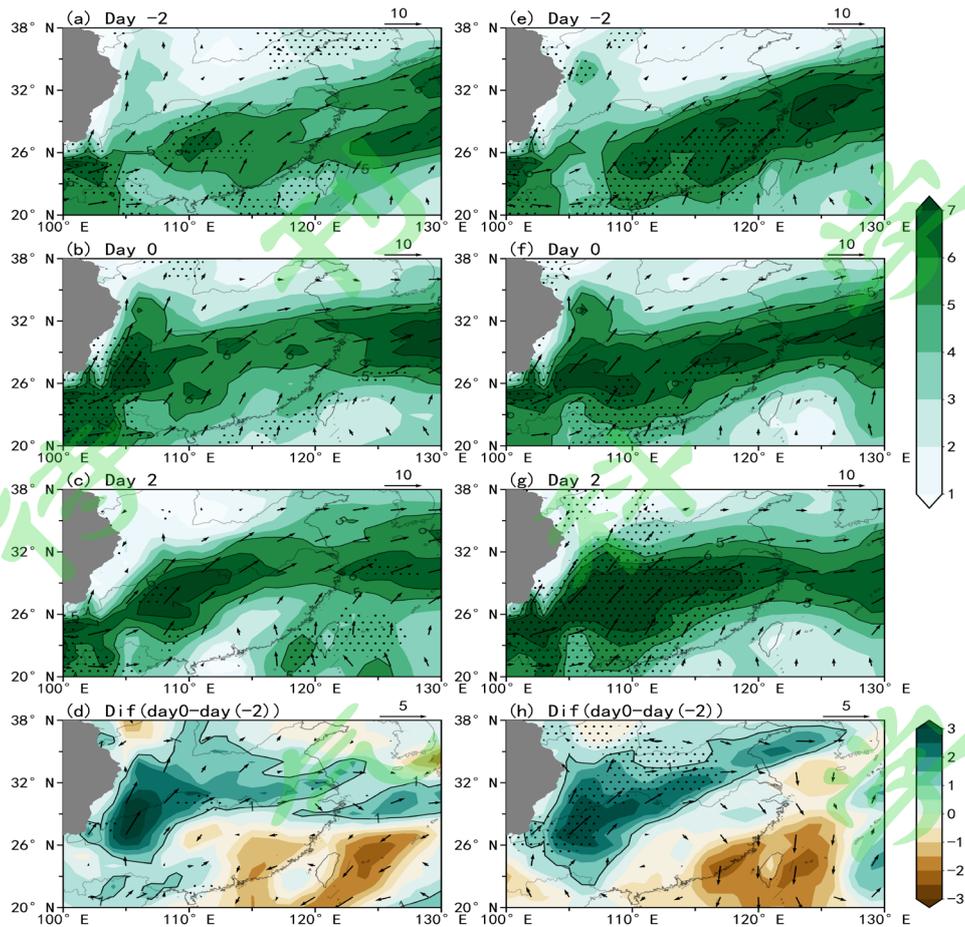


413  
 414 图 9 快速西进型（左列）和渐进东移型（右列）200 hPa 散度合成场的时间演变及其差值（填  
 415 色，单位： $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ）：(a)、(e) 为事件开始日前 2 天；(b)、(f) 为事件开始日；(c)、(g)  
 416 为事件开始日后 2 天；(d)、(h) 为事件开始日与开始前 2 天合成之差。打点区域通过了 90%

417 的显著性检验，蓝色方框表示长江下游地区，紫色虚线表示沿着长江流域，橙色实线表示青  
418 藏高原地区

419 Figure 9. Composite distributions of the 200 hPa wind divergence field with time and its  
420 difference (shaded, unit:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ): (a) and (e) are 2 days before day0; (b) and (f) are day0; (c) and  
421 (g) are 2 days after day0; (d) and (h) are difference between day0 and day-2. The left column is  
422 the rapid westward migration type, while the right represents the gradual eastward migration type.  
423 The dotted area has passed the 90% significance test. The blue box indicates the lower reaches of  
424 the Yangtze River, the purple dotted line indicates areas along the Yangtze River Basin, and the  
425 orange solid line shows the Tibetan Plateau region

426  
427 分析两种纬向振荡类型事件开始前后 700 hPa 水汽通量及其差值场(图 10)，  
428 发现两种振荡类型的降水分布均受低层西南气流影响，暖湿水汽主要来源于孟加  
429 拉湾和南海。在急流西进开始前 2 天，大于  $5 \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$  的水汽输送带位于  
430  $30^\circ\text{N}$  以南 (图 10a)，在西进开始时，水汽输送带整体北推至长江流域地区，原  
431 本位于  $26^\circ\text{N}$  西太平洋上空附近大于  $6 \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$  的水汽通量大值区强度增强  
432 并北抬向西延伸至长江下游地区 (图 10b)，事件开始后 2 天水汽输送带偏西偏  
433 北，水汽通量中心位于长江中上游附近 (图 10c)。从西进开始时和开始前 2 天  
434 对比看，沿着长江-淮河流域存在水汽通量正异常，通过 90% 的显著性检验区与  
435 西进开始时雨带位置相对应，大于  $1 \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$  正异常呈现纬向分布，有更  
436 多的水汽向长江流域输送，有利于长江流域降水，而长江上游四川盆地附近出现  
437 的水汽通量正异常中心，可能与局地的地形条件有关，由于该地区不属于梅雨区，  
438 本文没有进行细致的分析 (图 10d)。与渐进东移型相对应出现更强的水汽输送，  
439 其中在急流东移开始前 2 天，水汽通量中心位于中国东海，中国南方地区大范围  
440 水汽通量超过  $6 \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (图 10e)，渐进东移型事件开始时，向长江上游  
441 输送的水汽明显增多，长江下游地区有水汽输送维持 (图 10f)，在东移型事件开  
442 始后 2 天，长江上游  $108^\circ\text{E}$  附近的水汽通量中心明显增强，大范围水汽通量超过  
443  $7 \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (图 4.11g)。在东移事件开始与事件开始前 2 天差值场中，水汽  
444 通量大于  $1 \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$  的正异常呈现西南-东北向分布，通过 90% 显著性检验  
445 的正异常中心位于长江上游，有利于促使长江上游地区降水增强 (图 10h)。因  
446 此，由急流纬向位置振荡所引起的高层辐散和低层水汽输送变化，是影响雨带位  
447 置移动和强度变化的原因。



448

449 图 10 同图 9, 但为 700 hPa 水汽通量 (填色, 单位:  $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) 和水汽通量矢 (箭头,  
450 单位:  $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$ )。灰色阴影表示青藏高原地区

451 Figure 10. Same as Fig.9, but for the 700 hPa water vapor flux(shaded, unit:  $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) and  
452 water vapor flux vector(arrow, unit:  $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$ ). The gray shadow indicates the Tibetan  
453 Plateau region

454

## 455 6.总结与讨论

456 本文利用 1979~2020 年的 ERA5 逐日再分析资料和中国站点降水观测资料,  
457 揭示了梅雨期急流两类纬向振荡特征, 并分析了两种类型与东亚大气环流的联系  
458 及其对梅雨期降水的影响, 得到的主要结论如下:

459 (1) 梅雨期东亚副热带急流分别在西太平洋和青藏高原上空存在两个中心,  
460 200 hPa 纬向风在  $37^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  区域内存在一个标准差大值区, 该区域  
461 的纬向风速变化剧烈, 并具有持续性异常特征。以这一区域为急流变化的关键区,  
462 通过对比关键区与其东、西两侧急流中心区域平均纬向风速距平值, 将关键区风  
463 速变化分为与东侧急流强度变化有关和与西侧急流强度变化有关的两种类型。

464 (2) 与东侧急流强度变化有关的类型急流中心从  $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$  范围内快速西  
465 进至  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ , 呈现快速西进特征, 称为快速西进型, 具体表现为前期急流中  
466 心位于西太平洋上空, 随后强度减弱直至急流核消失, 而在其西侧东亚大陆上空  
467 出现了一个强度增强的急流中心; 与西侧急流强度变化有关的类型急流中心则从  
468  $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$  范围内逐渐东移至  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ , 呈现渐进东移特征, 称为渐进东移型,  
469 具体表现为前期青藏高原上空急流中心逐渐增强并向东移动。

470 (3) 随着急流快速西进 (渐进东移), 南亚高压的东伸脊点位置比气候态偏  
471 东 (偏西), 西太副高强度增强且西伸 (减弱且东缩), 中高纬度环流形势为“两  
472 槽一脊”型 (“两脊一槽”型), 且鄂霍次克海出现阻高偏少 (偏多)。此外, 与急  
473 流快速西进型相对应, 主要雨带存在明显的由南向北位置变化; 与急流渐进东移  
474 型相对应, 长江下游降水减弱, 长江上游降水增加, 而雨带位置和强度变化与急  
475 流纬向振荡所引起的高层辐散和低层水汽输送的变化相对应。

476 本文主要涉及梅雨期东亚副热带急流的纬向振荡特征, 以及不同的纬向振荡  
477 型与东亚大气环流的联系和对梅雨期降水的影响, 尚未涉及急流纬向振荡机制,  
478 拟在后续的工作中进一步开展研究。

479  
480  
481  
482  
483  
484  
485  
486  
487  
488  
489  
490  
491  
492

## 参考文献

- 493  
494 Barriopedro D, García-Herrera R, Lupo A R and Hernández E. 2006. A climatology of  
495 Northern Hemisphere blocking[J]. *J. Climate*, 19(6): 1042–1063.
- 496 Cressman G P. 1959. An operational objective analysis system[J]. *Mon. Wea. Rev.*,  
497 87(10): 367–374.
- 498 Cressman G P. 1981. Circulations of the West Pacific jet stream[J]. *Mon. Wea. Rev.*,  
499 109(12): 2450–2463.
- 500 池再香, 胡跃文, 夏阳, 等. 2019. 云贵高原东部两次典型气象干旱年汛期环流特  
501 征对比[J]. *高原气象*, 38(3): 528–538. Chi Z X, Hu Y W, Xia Y, et al. 2019.  
502 Comparison of circulation characteristics between two typical dry years in flood  
503 period over eastern Yunnan-Guizhou[J]. *Plateau Meteorology(in Chinese)*, 38(3):  
504 528–538.
- 505 杜银, 张耀存, 谢志清. 2008. 高空西风急流东西向形态变化对梅雨期降水空间  
506 分布的影响[J]. *气象学报*, 66(4): 566–576. Du Y, Zhang Y C, Xie Z Q. 2008.  
507 Impacts of longitude location changes of East Asian westerly jet core on the  
508 precipitation distribution during Meiyu period in middle-lower reaches of  
509 Yangtze River Valley[J]. *Acta Meteorologica Sinica(in Chinese)*, 66(4): 566–576.
- 510 Du Y, Xie Z Q, Wang N, et al. 2022. Influence of zonal variation of the subtropical  
511 westerly jet on rainfall patterns and frequency of heavy precipitation events over  
512 East Asia[J]. *J. Climate*, 35(20): 3011–3026.
- 513 高守亭, 陶诗言. 1991. 高空急流加速与低层锋生[J]. *大气科学*, 15(2): 11–22.  
514 Gao S T, Tao S Y. 1991. The lower layer frontogenesis induced by the  
515 acceleration of upper jet stream[J]. *Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese)*,  
516 15(2): 11–21.
- 517 Griffin K S, Martin J E. 2017. Synoptic features associated with temporally coherent  
518 modes of variability of the North Pacific jet stream[J]. *J. Climate*, 30(1): 39–54.
- 519 Ha K J, Heo K Y, Lee S S, et al. 2012. Variability in the East Asian monsoon: A  
520 review[J]. *Meteorol. Appl.*, 19(2): 200–215.
- 521 Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2018. ERA5 hourly data on pressure levels

522 from 1959 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data  
523 Store (CDS).

524 Hoskins B J, Ambrizzi T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally  
525 varying flow[J]. *J. Atmos. Sci.*, 50(12): 1661–1671.

526 Jaffe S C, Martin J E, Vimont D J, Lorenz D J. 2011. A synoptic climatology of  
527 episodic, subseasonal retractions of the Pacific jet[J]. *J. Climate*, 24(11):  
528 2846–2860.

529 金荣花, 李维京, 张博, 闫彩霞. 2012. 东亚副热带西风急流活动与长江中下游梅  
530 雨异常关系的研究[J]. *大气科学*, 36(4): 722–732. Jin R H, Li W J, Zhang B,  
531 Yan C X. 2012. A study of the relationship between East Asia subtropical  
532 westerly jet and abnormal Meiyu in the middle-lower reaches of the Yangtze  
533 River[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese)*, 36(4): 722–732.

534 况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的  
535 影响[J]. *高原气象*, 25(3): 382–389. Kuang X Y, Zhang Y C. 2006. Influence  
536 of abnormal position of East Asian subtropical westerly jet on summer  
537 precipitation over the middle and lower reaches of the Yangtze River[J]. *Plateau  
538 Meteorology(in Chinese)*, 25(3): 382–389.

539 Lau K M, Yang G J, Shen S H. 1988. Seasonal and intraseasonal climatology of  
540 summer monsoon rainfall over East Asia[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116(1): 18–37.

541 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北  
542 跳关系的研究[J]. *大气科学*, 28(5): 641–658. Li C Y, Wang Z T, Lin S Z, et al.  
543 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and  
544 northward jump of the upper westerly jet location[J]. *Chinese Journal of  
545 Atmospheric Sciences(in Chinese)*, 28(5): 641–658.

546 Li L, Zhang Y C. 2014. Effects of different configurations of the East Asian  
547 subtropical and polar front jets on precipitation during the Mei-yu season[J]. *J.  
548 Climate*, 27(17): 6660–6672.

549 Lin Z D, Lu R Y. 2008. Abrupt northward jump of the East Asian upper-tropospheric  
550 jet stream in mid-summer[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86(6): 857–866.

- 551 林中达. 2011. 盛夏两类东亚高空西风急流北跳的动力过程[J]. 大气科学, 35(4):  
552 631–644. Lin Z D. 2011. Dynamic processes of two categories of northward  
553 jumps of the East Asian upper-tropospheric jet stream in mid-summer[J].  
554 Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 35(4): 631–644.
- 555 Palmen E, Newton C W. 1948. A study of the mean wind and temperature distribution  
556 in the vicinity of the polar front in winter[J]. J. Meteor., 5(5): 220–226.
- 557 Ren X, Yang D, Yang X Q. 2015. Characteristics and mechanisms of the subseasonal  
558 eastward extension of the South Asian high[J]. J. Climate, 28(17): 6799–6822.
- 559 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的  
560 关系[J]. 气象学报, 29(2): 119–134. Tao S Y, Zhao Y J, Chen X M. 1958. The  
561 relationship between the Meiyu period in East Asia and the seasonal variation of  
562 atmospheric circulation over Asia[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese),  
563 29(2): 119–134.
- 564 Wang S, Zuo H, Yin Y, et al. 2019. Asymmetric impact of East Asian jet's variation on  
565 midsummer rainfall in North China and Yangtze River Valley[J]. Climate Dyn.,  
566 53(9-10): 6199–6213.
- 567 Wu S, Sun J Q. 2017. Variability in zonal location of winter East Asian jet stream[J].  
568 Int. J. Climatol., 37(10): 3753–3766.
- 569 Xie Z Q, Du Y, Yang S. 2015. Zonal extension and retraction of the subtropical  
570 westerly jet stream and evolution of precipitation over East Asia and the Western  
571 Pacific[J]. J. Climate, 28(17): 6783–6798.
- 572 宣守丽, 张庆云, 孙淑清, 等. 2013. 夏季逐月东亚高空急流异常对我国降水的影响  
573 响[J]. 气候与环境研究, 18(6): 781–792. Xuan S L, Zhang Q Y, Sun S Q, et al.  
574 2013. Influence of the monthly variation of the East Asia westerly jet on summer  
575 rainfall in China[J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18(6):  
576 781–792.
- 577 Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and  
578 Asian-Pacific-American winter climate anomalies[J]. J. Climate, 15(3): 306–325.
- 579 Yao C Y, Huang Q, Zhu B, Liu F. 2018. The 10–30-day oscillation of winter zonal

580 wind in the entrance region of the East Asian subtropical jet and its relationship  
581 with precipitation in southern China[J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 82: 76–88.

582 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象[J]. *气象学报*,  
583 29(4): 249–263. Yeh D Z, Tao S Y, Li M C. 1958. Sudden changes in the  
584 atmospheric circulation in June and October[J]. *Acta Meteorologica Sinica*(in  
585 Chinese), 29(4): 249–263.

586 张庆云, 宣守丽, 孙淑清. 2018. 夏季东亚高空副热带西风急流季节内异常的环  
587 流特征及前兆信号[J]. *大气科学*, 42(4): 935–950. Zhang Q Y, Xuan S L, Sun  
588 S Q. 2018. Anomalous circulation characteristics of intraseasonal variation of  
589 East Asian subtropical westerly jet in summer and precursory signals[J]. *Chinese  
590 Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 42(4): 935–950.

591 Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, Zhou T J. 2006. Seasonal evolution of the  
592 upper-tropospheric westerly jet core over East Asia[J]. *Geophys. Res. Lett.*,  
593 33(11): L11708.

594 张耀存, 王东阡, 任雪娟. 2008. 东亚高空温带急流区经向风的季节变化及其与  
595 亚洲季风的关系[J]. *气象学报*, 66(5): 707–715. Zhang Y C, Wang D Q, Ren  
596 X J. 2008. Seasonal variation of the meridional wind in temperate jet stream and  
597 its relationship to the Asian monsoon[J]. *Acta Meteorologica Sinica*(in Chinese),  
598 66(5): 707–715.

599 字冉, 孔震, 张启悦, 等. 2020. 亚洲西风急流纬向非均匀性变化成因及其对东亚  
600 夏季气候的影响[J]. *大气科学*, 44(5): 1109–1124. Zi R, Kong Z, Zhang Q Y,  
601 et al. 2020. The causes of variation in the zonal asymmetry of the Asian westerly  
602 jet and its impacts on East Asian climate in boreal summer[J]. *Chinese Journal of  
603 Atmospheric Sciences* (in Chinese), 44(5): 1109–1124.