

华南前汛期粤西海岸低空急流特征及其对地形降水的影响

陈晓庆^{1,2} 蔡景就^{1,3} 吴乃庚^{3,4} 程正泉³ 阮惠华² 郭捷² 张东³

1 中国气象局水文气象重点开放实验室, 北京 100081

2 广东省气象数据中心, 广州 510641

3 广东省气象台, 广州 510641

4 中国气象局龙卷风重点开放实验室, 广州 510641

摘要 本文基于 2014~2016 年华南前汛期 (4~6 月) 广东省 (简称粤) 阳江市海陵岛风廓线雷达观测资料、地面自动观测站降水资料和 ERA5 再分析数据集, 分析了粤西海岸低空急流的结构特征、日变化特征及其形成机制, 并探讨了不同强度边界层低空急流对广东三个关键区域的地形降水时空分布影响。研究表明: (1) 基于本文提出的低空急流四个等级判定标准, 低空急流累计发生概率为 21.2%, 其中以 1-3 级低空急流为主, 4 级低空急流较为罕见。大部分 (77.1%) 低空急流的风速不超过 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 84.7% 的低空急流风向为西南风, 低空急流中心最大风速下方的风速垂直切变大多介于 $(5\sim 25) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。低空急流最大风速出现的高度呈现出双峰结构, 大部分低空急流出现在 1 km 以内的边界层。(2) 天气尺度系统相关的低空急流日内发生频数表现为夜间单峰结构, 而边界层急流发生频数为昼夜双峰结构。边界层急流夜间主峰值出现在上半夜至早晨, 与局地海陆风触发的惯性振荡机制有关, 白天次峰值主要出现在下午。近地面附近的低纬亚洲大陆低压与西北太平洋洋面高压两个高低值系统间的压力差对不同强度边界层急流形成起着关键的作用, 白天大陆低压发展是强边界层急流午后峰值形成的主要原因。(3) 边界层急流对广东地形降水分布和强度的影响机制复杂。粤中北部内陆和粤东沿海区域均以大尺度山脉迎风坡地形降水为主, 边界层急流越强, 地形降水越强; 粤东沿海强地形降水落区稳定, 而粤中北部内陆地形降水中心随边界层急流增强而西北移。粤西海岸带中小尺度地形的迎(背)风坡及尾流辐合区均可产生明显地形降水, 强地形降水需在合适的低空入流风速背景下发生。(4) 在地形降水日变化方面, 粤中北部内陆区域降水在不同强度边界层急流影响下均出现了下午和早晨双峰结构, 下午峰强度约为早晨峰的两倍, 双峰强度随急流加强而增大; 粤东沿海区域降水随着急流强度增强, 降水由日内双峰结构演变为三峰结构; 粤西海岸区域降水在较弱急流影响下为双峰, 在 4 级强

收稿日期 2023-06-07; **网络预出版日期**

作者简介 陈晓庆, 女, 1990 年出生, 硕士, 工程师, 主要从事气象数据应用研究工作。E-mail: 961229838@qq.com

通讯作者 蔡景就, E-mail: caijingj@mail3.sysu.edu.cn

资助项目 中国气象局水文气象重点开放实验室开放研究课题 23SWQXM019, 国家自然科学基金 42075014, 广东省自然科学基金 2021A1515011539, 中国气象局复盘总结专项 FPZJ2023-092, 中国气象局“揭榜挂帅”项目 CMAJBGS202217, 广东省气象数据中心科研项目 (2023A04)

Founded by The Open Foundation of China Meteorological Administration Hydro-Meteorology Key Laboratory (23SWQXM019), National Natural Science Foundation of China (42075014), The Natural Science Foundation of Guangdong Province (2021A1515011539), China Meteorological Administration Review and Summary Special Project (FPZJ2023-092), China Meteorological Administration Science and Technology Program (CMAJBGS202217), Guangdong Provincial Meteorological Data Center Scientific Research Project (2023A04)

28 急流影响下为三峰结构，而在 3 级中等偏强急流影响下表现为中午单峰结构。

29 **关键词** 低空急流 地形降水 结构特征 日变化

30 文章编号 2023082C

中图分类号 P425.1

文献标识码 A

31 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2406.23082

32 **Characteristics of Low-Level jets over the West Coast of Guangdong**

33 **Province during the first rainy season in South China and its influence on**

34 **Orographic Precipitation**

35 Chen Xiaoqing^{1,2}, Cai Jingjiu^{1,3}, Wu Naigeng^{3,4}, Chen Zhenquan³, Ruan Huihua², Guo Jie², Zhang
36 Dong³

37 1 China Meteorological Administration Hydro-Meteorology Key Laboratory, Beijing 100081

38 2 Guangdong Meteorological Data Center, Guangzhou 510641

39 3 Guangdong meteorological Observatory, Guangzhou 510641

40 4 China Meteorological Administration Tornado Key Laboratory, Guangzhou 510641

41 **Abstract** In this study, based on the Hailing Island wind profile radar observation data,
42 precipitation data of Automatic Weather Station and ERA5 reanalysis data during the first rainy
43 season of 2014-2016 in South China, we investigate the structural characteristics, diurnal
44 variation characteristics and formation mechanism of low-level jets (LLJs) over the west coast of
45 Guangdong Province. The effects of low-level boundary layer jets with different intensities on the
46 temporal and spatial distribution of orographic precipitation in three key regions of Guangdong
47 are also discussed. Results show that: (1) Based on the classification criteria of LLJs proposed in
48 this study, the cumulative occurrence probability of LLJs is 21.2%. Most LLJs fall into the class 1-3
49 category, and class 4 is less common. 77.1% of the speed of LLJs are less than $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 84.7% of
50 the direction of LLJs are southwest. Most of the vertical shear of wind speed below the maximum
51 wind speed of LLJs are between $(5 \sim 25) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. The height of the maximum wind speed of
52 LLJs show a bimodal structure, and most of LLJs appear in the boundary layer within 1 km. (2)
53 The synoptic-system-related LLJs (SLLJ) show a nocturnal peak, while the boundary layer jets (BLJ)
54 show a double peak at midnight to the early morning and afternoon. The inertial oscillations
55 triggered by the local-scale land-sea breeze circulation is responsible for nocturnal peak of BLJ.
56 The pressure difference between the low latitude Asian continental low pressure and the
57 Northwest Pacific Ocean high pressure near the surface, plays a key role in the formation of BLJs
58 with different intensities. The development of continental low pressure during daytime is the
59 main reason for the formation of afternoon peak of strong BLJ. (3) The influencing mechanism of
60 BLJs on the distribution and intensity of orographic precipitation in Guangdong Province is
61 complex. The orographic precipitation on the windward slope of large scale mountains dominates
62 the inland of northern central Guangdong and coastal areas of eastern Guangdong. The stronger
63 the BLJs, the stronger the orographic precipitation. The locations of the heavy orographic
64 precipitation along the east coast of Guangdong are stable, while the inland orographic
65 precipitation center in northern central Guangdong moves northwest with the intensification of
66 BLJ. In the coastal area of west Guangdong, the windward slopes and the downwind slopes of the

67 the medium and small-scale mountains, the lee-side wake convergence area of the terrain can
68 produce obvious orographic precipitation. The heavy orographic precipitation must occurs under
69 the background of suitable low-level inflow wind speed. (4) Under the influence of different
70 intensity BLJ, the orographic precipitation in the inland regions of central and northern
71 Guangdong shows a bimodal structure in the afternoon and in the morning. While the
72 precipitation intensity of the afternoon peak is about twice that of the morning peak, the
73 precipitation intensity of the bimodal peak increased with the strengthening of BLJ. As the
74 intensity of BLJ increases, the diurnal bimodal structure of precipitation evolves into trimodal
75 structure in the eastern coastal area of Guangdong Province. Under the influence of weak or
76 strong jet stream, the precipitation in the west coast of Guangdong shows bimodal or trimodal
77 structure, while under the influence of class 3 BLJ, it shows a single-peak structure at noon.
78 **Keywords** low-level jets, orographic precipitation, structural characteristics, diurnal variation

79 1 引言

80 华南地区是我国暴雨灾害最严重的地区之一。华南前汛期（4-6月）降水是
81 我国夏季风降水的第一阶段（Ding et al., 2005），受中高纬和热带天气系统相互
82 作用的影响（Luo et al., 2017），前汛期降水量占全年总降水量的一半左右。低
83 空急流（Low-Level Jets, LLJ）与华南前汛期暴雨的发生发展密切相关，统计研究
84 表明，大约 80%的华南前汛期暴雨过程伴随着低空急流的出现（陶诗言等，1980）。
85 从上世纪 80 年代开始，华南地区的气象工作者就利用低空急流的位置和强度来
86 做华南前汛期暴雨的预报（黄士松，1981），至今低空急流仍是华南暴雨预报的
87 一个重要指标。

88 过去几十年，针对低空急流与强降水的关系已经开展了大量卓有成效的研
89 究工作。第一次华南暴雨科学试验揭示，华南地区急流系统在垂直方向上具有多
90 重性，除对流层低层（700~850 hPa）存在急流中心外，在 500~1 000 m 的边界
91 层还存在超低空急流，不同层次低空急流对华南前汛期暴雨的发生和日变化均有
92 重要影响（包澄澜，1986）。Chen et al.（1994）根据低空急流出现的高度及形
93 成机制将低空急流划分为两类，一类是出现在 600~900 hPa 之间，称为与天气
94 尺度系统相关的低空急流（下文简称天气急流）；另一类是出现在 900 hPa 以下
95 的边界层急流，同时受大尺度天气系统和边界层过程的影响。Du et al.（2014）
96 基于 2006-2011 年 5-7 月 9 km 分辨率的 WRF 中尺度模式模拟数据集，研究了我国
97 低空急流的时空分布特征，指出低空急流主要高发于塔里木盆地、青藏高原、
98 我国东北和华南地区，其中边界层急流常出现在高山和海岸带附近地区，而天气

99 急流常伴随东北冷涡、西南涡和梅雨锋等天气尺度系统出现。Du and Chen (2019)
100 利用 21 年的 ERA5 再分析数据和 TRMM 卫星降水资料研究了华南地区边界层急
101 流和天气急流的气候特征及其对前汛期降水的影响,指出边界层急流中心位于南
102 海北部上空的 950 hPa 附近,天气急流中心位于陆地上空的 850~700 hPa 层次之
103 间,两类急流通过地形效应、天气尺度扰动和水汽输送影响华南降水的空间分布
104 和日变化。Liu et al. (2020) 基于 ECMWF 全球集合预报数据探讨了两类急流在
105 华南双雨带暴雨过程中的作用,指出内陆锋面暴雨的形成与两类急流均密切相关,
106 而海岸带暖区极端降水的产生主要受边界层急流的非地转风分量主导,同时与低
107 层锋面或低涡相关的地转经向风分量也起着不可忽视的作用。Li and Du (2021)
108 针对两类急流对华南两类暴雨(锋面暴雨和暖区暴雨)的作用机制进行了研究,
109 边界层急流与两类暴雨过程均存在紧密联系,降水通常发生在边界层急流出口区;
110 而天气急流轴左侧(入口区)有利于锋面(暖区)暴雨的发生,且天气急流与锋
111 面暴雨的关系更为密切。进一步研究表明,华南海岸带附近存在两支边界层急流,
112 分别位于海南岛的东西两侧,这两支急流常常同步加强,导致急流下游的华南区
113 域降水相应增强,降水的响应主要取决于边界层急流出口区辐合、地形动力抬升
114 和相关大气层结变化等因素的共同影响(Du et al., 2022)。

115 但是,由于观测数据的缺乏,近年来有关华南低空急流与降水关系研究大多
116 基于高分辨率模式输出数据或再分析数据集来开展,非实测数据集在揭示低空急
117 流特征时可能存在一些偏差。例如,由于 ERA5 再分析数据集使用 12 h 窗口进行
118 4D 变分同化,基于 ERA5 数据集揭示的华南海岸边界层急流发生频数在 17:00 LST、
119 05:00 LST(局地时 LST = UTC + 8h,下同)后一个时次会突然减少(Dong et al.,
120 2021; Du et al., 2022),这在一定程度上影响了刻画边界层急流发生频数日变
121 化特征的准确性。为此,相关研究迫切需要长时间序列观测资料的验证。我国高
122 时空分辨率的业务风廓线雷达的出现为低空急流的研究提供了很好的机遇。Du
123 et al. (2012) 利用 2008-2009 年青浦风廓线雷达资料研究了上海地区暖季低空急
124 流垂直结构,发现该地水平风速在垂直方向上存在两个大值中心,分别对应边界
125 层急流和天气急流。Miao et al. (2018) 基于两年左右的风廓线雷达数据对比分
126 析了北京和广州地区低空急流的气候态特征,发现两地最大风速在垂直方向上均
127 呈单峰结构,但发生的天气背景存在明显差异。Shu et al. (2019) 利用两年香港

128 长洲岛风廓线雷达资料分析了边界层低空急流特征,指出香港低空急流变化特征
129 依赖于季节、风向及急流强度。总体而言,目前基于风廓线雷达观测资料对华南
130 低空急流结构特征以及形成演变机制的分析研究仍较少。

131 另一方面,华南地区复杂地形和大气低层环境风的相互作用对强降水中心形
132 成和日变化起着重要作用。地形降水在狭义上指受山地地形影响而产生或被增强
133 的局地降水过程(Houze, 2012)。Lin et al. (2001)研究表明,通常有利于地形
134 降水的环境条件包括陡峭的地形、强的低空急流、强的不稳定气流过山和一个准
135 静止的天气系统。对于大尺度山脉地形,降水主要发生在迎风坡,而相对更小尺
136 度的山体而言,降水趋向于发生在山顶附近(Sinclair et al., 1997)。Luo et al.
137 (2017)利用1981-2012年国家地面观测站资料进行统计分析,指出华南前汛期
138 降水量达1000 mm以上的三大强降水中心分别位于广东地形迎风坡南侧的粤东
139 沿海、粤西沿海和粤中北部内陆的佛冈—龙门一带,强降水中心多与地形对偏南
140 暖湿空气的动力强迫有关。近期,有学者强调来源于南海北部的边界层南风气流,
141 并不一定满足常用的边界层急流最小强度判定标准(最大风速 $\geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),在
142 华南海岸带地区几次极端暖区暴雨发生发展过程中起着关键作用(Wang et al.,
143 2014; Wu and Luo, 2016; Liu et al., 2018; Yin et al., 2020)。当来源于南海的
144 边界层南风气流撞击海岸地形,结合冷池以及华南海岸线附近海陆摩擦作用,将
145 产生强辐合抬升触发深对流并维持雷暴的发展。此外,华南降水日变化存在显著
146 的区域性和季节性差异(Jiang et al., 2017; Chen et al., 2018)。由于偏北陆风
147 和盛行低层偏南季风的辐合,近海地区早晨降水盛行。季风活跃期,珠江三角洲
148 内陆东北部山脉区的降水和对流日变化存在双峰结构,主峰与下午的太阳辐射加
149 热效应有关,次峰出现在半夜至早晨,与边界层西南风的夜间加速有关(Chen et
150 al., 2015)。环境风场和湿度场可以影响华南海岸地区降水的强度和日变化,其
151 中低层季风风速是控制华南季风对流日变化的主要因子(Chen et al., 2017)。
152 Rao et al. (2019)研究了不同强度西南季风背景下珠江三角洲内陆地形区域对流
153 的空间分布、日变化特征及相应物理机制,指出华南内陆地形对流不仅受地形的
154 热力作用影响,随着环境风速的增加,地形造成的动力强迫作用也随之增强,高
155 风速天的对流发生频率显著高于低风速天。然而,大气与地形之间的相互作用非
156 常复杂,目前关于不同强度低空急流对华南地形降水的影响机制仍然不是很清楚,

157 亟需加强有关方面的研究。

158 为此, 本文利用南海北部边界层急流发生高频区 (Du et al., 2014) 附近的
159 广东阳江海陵岛风廓线雷达获取的三年观测资料, 深入探讨粤西海岸低空急流结
160 构特征、日变化特征及其形成机制; 在此基础上, 结合广东省境内稠密地面自动
161 观测站降水资料和 ERA5 再分析数据集, 利用合成分析方法揭示不同强度海岸低
162 空急流对广东三大地形降水中心区域降水分布、强度及日变化的影响。本文的研
163 究结果将进一步加强华南海岸低空急流现象本身及其对地形降水影响的认识, 为
164 更准确地预报华南地形强降水过程提供理论支撑。

165 2 资料与方法

166 2.1 资料

167 本文研究时段为 2014 - 2016 年华南前汛期 (4 月 1 日-6 月 30 日), 采用
168 的资料包括:

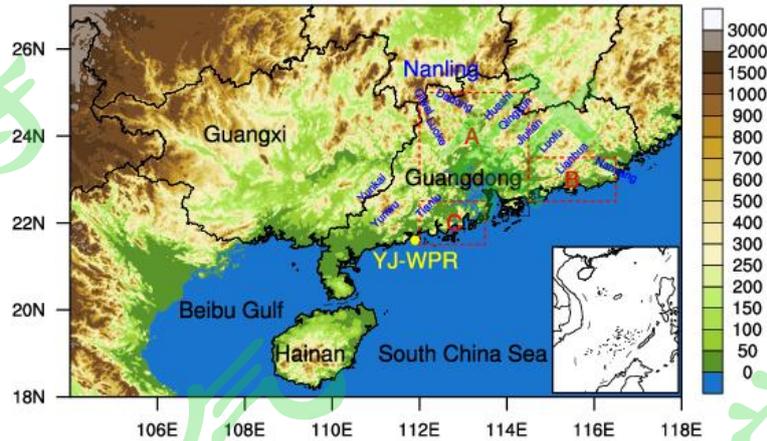
169 (1) 由广东省阳江市海陵岛 ($21^{\circ} 34' 15''$ N, $111^{\circ} 51' 34''$ E, 图 1 中
170 黄圆点标注, 距海岸线约 10 km) 固定式边界层 TWP3 型风廓线雷达获取的水平
171 风速、风向资料, 其中风速测量误差 ≤ 1.5 m/s, 风向测量误差 $\leq 10^{\circ}$ 。该设备于
172 2013 年 7 月 4 日正式投入业务运行, 时间分辨率为 5 min, 垂直探测范围为 100~
173 5910 m, 选取 100~3030 m 高度共 41 层的水平风场数据进行研究。阳江风廓线
174 雷达在不同工作模式下探测高度范围不同, 其中 100~1960 m 高度采用低模式
175 (垂直分辨率为 60 m, 共 32 层), 2070~3030 m 高度采用高模式 (垂直分辨
176 率为 120 m, 共 9 层)。为消除风速的高频扰动, 使用 1 h 平均资料进行分析。
177 此外, 根据何婧等 (2018) 提出的利用水平风速的垂直一致性检验对逐时平均风
178 速廓线进行初步的质量控制, 即某一层的水平风速垂直变化值均大于其下两层的
179 水平风速垂直变化值的 3 倍时, 标记为异常风速并剔除。进一步地, 若某一时
180 次的风速廓线资料存在 20% 以上的缺测值时, 该时次资料也剔除。由此, 在研究
181 时段的 6552 h 内共收集到 6274 条有效风廓线数据。

182 (2) ERA5 全球再分析数据集 (Hoffmann et al., 2019), 水平分辨率为 0.25°
183 $\times 0.25^{\circ}$, 时间分辨率为 1 h, 包括海平面气压、对流有效位能、对流抑制能、

184 整层积分水汽通量、气压层的水平风场和位势高度场等物理量。

185 (3) 由广东省气象数据中心提供的质控后广东省境内 2000 多个地面自动
186 观测站(含国家站和区域站)的逐 1 h 累计降水观测资料,为分析中小尺度地形
187 降水精细分布特征,通过线性插值为 $0.025^{\circ} \times 0.025^{\circ}$ 水平分辨率格点数据。

188 (4) 美国国家地球物理数据中心(The National Geophysical Data Center)开
189 发的 ETOPO1 全球地形高程数据集的“基岩”版本,空间分辨率为 1 弧分。



190
191 图 1 华南及周边地区的地形分布图(单位: m)(阳江海陵岛风廓线雷达用黄色圆点表示,
192 A、B、C 三个矩形框代表本文关注的广东三大地形降水中心所在区域,广东境内主要山脉分
193 布用蓝色字体标注)

194 Fig.1 Topographical map of Southern China (shading, m). The yellow dot marks the location of the
195 Yangjiang wind-profile radar. The boxes A, B and C represent the three major topographic
196 precipitation centers in Guangdong. The major mountains in Guangdong are shown in blue font.

197 2.2 低空急流的定义

198 由于全球不同区域低空急流出现的高度、范围、风速强度以及水平和垂直切
199 变均有一定差异,迄今为止,低空急流的定义尚未形成统一的标准(刘鸿波等,
200 2014)。目前用来判断低空急流的常用三个参数为:距地高度、最大风速和最大
201 风速上方的风速垂直切变。其中,最为广泛使用的是 Bonner (1968)在研究美国大
202 平原低空急流气候特征时提出的低空急流标准,即根据距地 1.5 km 高度内最大
203 风速 V_{\max} 及最大风速上方垂直风速差 ΔV ($\Delta V=V_{\max}-V_{\min}$,其中 V_{\min} 为最大风速出
204 现高度至 3 km 内的最小风速),将低空急流分为三个等级: $V_{\max} \geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, ΔV

205 $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 为第一级标准; $V_{\max} \geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\Delta V \geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 为第二级标准; V_{\max}
206 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\Delta V \geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 为第三级标准。此后, 不同研究人员根据各个地区
207 天气背景状况和地形特征等因素对上述判定低空急流的三个参数进行了不同的
208 设定和限制。例如, Chen et al. (2005) 在研究台湾地区低空急流时将风速考察
209 范围向上延伸至 600 hPa。Miao et al. (2018) 在研究北京和广州地区低空急流时
210 新增了弱低空急流等级标准: $V_{\max} \geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\Delta V \geq 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 从而在 Bonner
211 定义基础上形成四级急流标准。Wei et al. (2013)、张建涛等 (2020)、Cui et al.
212 (2023) 分别在研究长江三角洲、塔克拉玛干沙漠腹地及长江流域中游等地的风
213 速廓线特征时, 对 V_{\max} 和 ΔV 的阈值做了适当的减小, 其中第一级急流的标准降
214 低到了 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 或 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 目的是为了识别出更多符合“鼻状”结构的低空急
215 流, 以保证统计分析的有效性。

216 另一方面, Du et al. (2022) 的研究指出前汛期华南沿海上空 850 hPa 以下
217 层次的季节平均风速介于 $0 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Bai et al. (2021) 研究认为华南暖季海岸
218 对流主要发生在低层西南风形势下, 该形势下阳江附近地区的平均垂直风速廓线
219 在边界层内呈现出类低空急流“鼻”形态, 且最大水平风速仅为 $6.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。另外,
220 考虑到在华南海岸带地区几次极端暖区暴雨过程中 (Wang et al., 2014; Wu and
221 Luo, 2016; Liu et al., 2018; Yin et al., 2020), 边界层南风气流虽未满足常用的
222 的边界层急流最小强度判定标准 (最大风速 $\geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 但在暖区暴雨发生发
223 展过程中仍起着关键作用, 因此有理由将急流下限做出合适调整, 以满足对华南
224 海岸强降水的研究需求。综合上述原因, 本文在 Miao et al. (2018) 定义基础上,
225 保留 $V_{\max} \geq 10$ 、 12 、 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 三个等级, 结合华南海岸低空垂直风速廓线的特点,
226 将 V_{\max} 下限取为 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 对低空急流定义如下: (1) 低空急流需具有南风分
227 量, 即风向介于 $90^\circ \sim 270^\circ$ 之间。(2) 按距地 3 km 高度范围内的 V_{\max} 和 ΔV
228 大小将低空急流划分为四个等级 (LLJ1、LLJ2、LLJ3 和 LLJ4), 相应的 V_{\max} 分别
229 ≥ 8 、 10 、 12 、 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 同时 ΔV 分别 ≥ 4 、 5 、 6 、 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 弱等级低空急流样
230 本中不包含强等级低空急流子集, 具体等价表达式在表 1 中给出。(3) 急流中
231 心最大风速出现的高度定义为急流高度, 当急流高度出现在距离地面 1 km 以内
232 时称为边界层急流 (BLJ), 当急流高度出现在距离地面 1 km~3 km 时称为天气
233 急流 (SLLJ), 相应地将上述两类急流也划分为四个等级 BLJn 和 SLLJn ($n =$

234 1,2,3,4)。(4) 参考陈楠等(2014)对低空急流日做了以下定义:一天中低空
 235 急流连续或累计出现时间不小于4h,记为一个急流日;若出现连续4h的低空
 236 急流,但跨越两天,也计为一个急流日。

237 表1 低空急流分类和发生次数(根据1h观测资料)

238 Tabel.1 Classification and occurrence times of low-level jets based on 1 h data

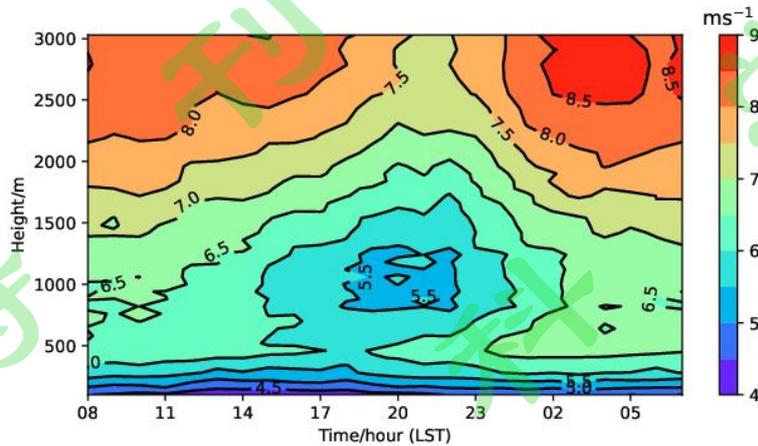
低空急流类别	根据 V_{max} 和 ΔV 划分的低空急流等级标准 (单位: $m \cdot s^{-1}$)	发生次数 (占比)	0~1km BLJ 发生次数 (占比)	1~3km SLLJ 发生次数 (占比)
LLJ1	$8 \leq V_{max} < 10, \Delta V \geq 4$ 或 $V_{max} \geq 10, 4 \leq \Delta V < 5$	577 (9.2%)	339 (58.8%)	238 (41.2%)
LLJ2	$10 \leq V_{max} < 12, \Delta V \geq 5$ 或 $V_{max} \geq 12, 5 \leq \Delta V < 6$	339 (5.4%)	221 (65.2%)	118 (34.8%)
LLJ3	$12 \leq V_{max} < 16, \Delta V \geq 6$ 或 $V_{max} \geq 16, 6 \leq \Delta V < 8$	334 (5.3%)	252 (75.4%)	82 (24.6%)
LLJ4	$V_{max} \geq 16, \Delta V \geq 8$	75 (1.2%)	58 (77.3)	17 (22.7%)

239 3 海岸低空急流统计分析

240 3.1 海岸低空风速变化特征

241 在分析粤西海岸低空急流的特征之前,首先来了解该地区低空风速日变化的
 242 基本特征。图2给出了研究时段内阳江风廓线雷达0~3km高度范围的平均风速
 243 日内演变图,可看出低空风速存在明显的日变化特征。300m以下高度风速日变
 244 化相对较小,总体维持在 $4 \sim 5.5 m \cdot s^{-1}$ 之间,300m以上高度范围内风速呈现出
 245 白天减弱夜间加强的趋势,其中500m附近高度层在日落后首先出现明显增速,
 246 形成一个风速极大值的薄层,此薄层在半夜00:00达到峰值 $6.8 m \cdot s^{-1}$,并维持
 247 到日出前。1500m以上高度层的风速增长时间滞后500m附近高度层2~3h,
 248 于下半夜时段(03:00前后)在2500~3000m高度层出现了另一个风速大值中
 249 心($8.7 m \cdot s^{-1}$)。此外,日落后至上半夜时段(18:00~22:00),800~1200m
 250 高度层还存在着一个 $5.5 m \cdot s^{-1}$ 左右的风速极小值中心,该时段从地面到高空的
 251 风速总体呈先增大后减小再增大的形势,边界层内为典型的“鼻状”风速垂直分
 252 布结构。从低空风速的时间演变特征来看,符合Blackadar(1957)提出的惯性
 253 振荡理论:白天边界层湍流混合强,摩擦力大,风速小于地转风。当日落之后,

254 边界层湍流混合减弱，摩擦力变小，此时摩擦力、水平气压梯度力和科氏力的三
255 力平衡被破坏，风场偏离地转状态并做惯性振荡，几个小时后风速超过地转风。
256 惯性振荡常发生在中尺度到天气尺度，使低空风夜间加速，且在凌晨达到最大值。



257

258 图 2 2014-2016 年华南前汛期阳江风廓线雷达平均风速高度—时间演变图

258

259 Fig.2 Daily height–time cross-sections of wind speed calculated from Yangjiang wind-profile radar

260

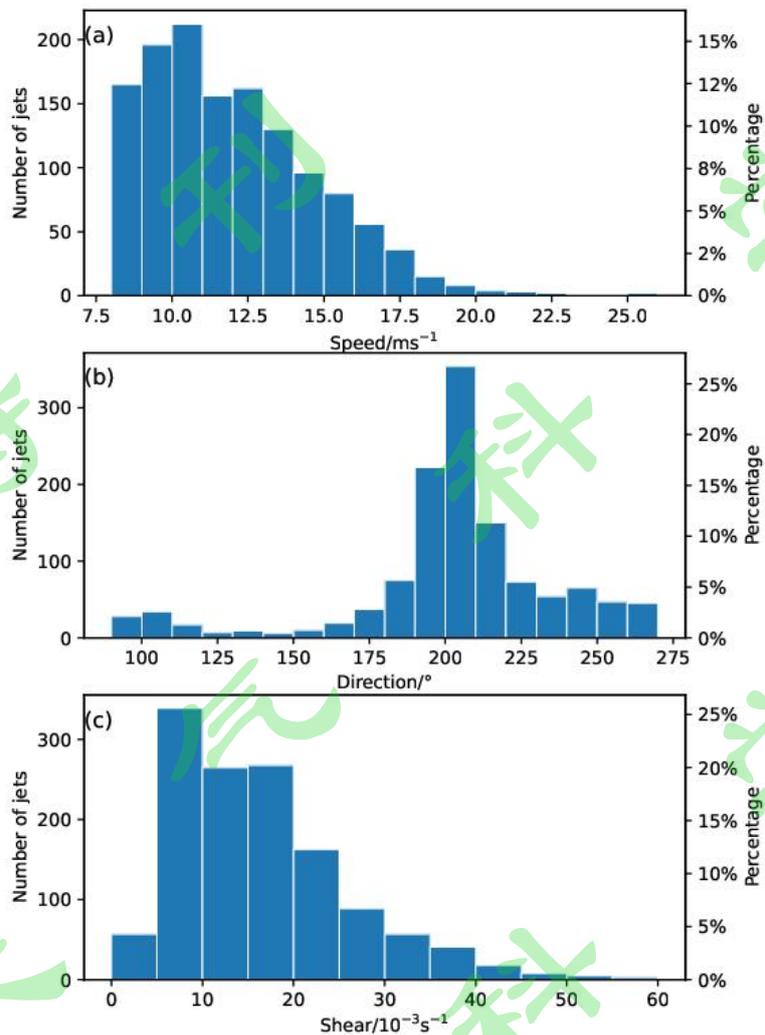
data during pre-rainy season of 2014-2016 in Southern China.

261 3.2 海岸低空急流统计特征

262 针对研究时段内 6274 条有效 1h 平均风廓线数据进行筛选和统计，得到
263 LLJ1-4 四个等级低空急流发生频数分别为 577 次、339 次、334 次、75 次，对应
264 的发生概率分别为 9.2%、5.4%、5.3%、1.2%（见表 1），低空急流累计发生概率
265 为 21.1%，表明粤西海岸易出现低空急流，但以 1-3 级为主，4 级低空急流较为
266 罕见。

267 图 3 给出了低空急流风速、风向和风速垂直切变的整体分布概况，其中低空
268 急流风速垂直切变参考 Wei et al. (2013) 定义用最大风速 V_{max} 与最大风速出现高
269 度 H 的比值来表示。由图 3a 可知，大部分(77.1%)低空急流的风速不超过 14 m s^{-1} ，
270 与 Wei et al. (2013)、Du et al. (2022) 研究结论一致。在风向方面（图 3b），
271 84.7%的低空急流为西南风（ $180^\circ \sim 270^\circ$ ），其中西南偏南方向最多， $200^\circ \sim 210^\circ$
272 之间风向占比高达 26.7%，而东南风（ $90^\circ \sim 180^\circ$ ）低空急流的占比仅为 15.3%。
273 急流最大风速下方风速垂直切变大部介于 $(5 \sim 25) \times 10^{-3}$ 之间（图 3c），占比
274 为 63.8%。伍志方等 (2011) 在对比研究华南前汛期两次典型大暴雨过程中指出，
275 大暴雨发生前 $0 \sim 3 \text{ km}$ 风切变介于 $(4.1 \sim 4.3) \times 10^{-3}$ 。因此，与低空急流伴随的

276 较强垂直风速切变的出现，有利于华南地区前汛期暴雨的触发及对流的组织化。



277 图3 低空急流特征分布直方图 (a) 风速 (b) 风向 (c) 风速垂直切变
278 Fig.3 Histogram of low-level jets (a) jet speed, (b) jet direction, (c) jet shear.
279

280 图4给出了四个等级低空急流中心最大风速出现的高度堆叠频数分布图，最
281 为突出的特征是急流发生频数表现为一主一次的双峰结构，主峰值出现在400~
282 900 m之间，次峰值出现在1800~2200 m之间，累计最大频数出现在460 m (103
283 次)和700 m (102次)两个高度。类似的低空急流发生频数双峰结构也在我国
284 上海 (Du et al., 2012) 和武汉 (Cui et al., 2023)、日本冲绳岛 (Pham et al.,
285 2008) 等地发现，但出现高度略有差异。值得指出的是，粤西海岸低空急流大部
286 分出现在1 km以内的边界层 (总占比约为2/3)，不同等级边界层急流占比可
287 达58.8%~77.3%，且随着急流强度增强，边界层急流占比增大，天气急流占比
288 相应减小 (表1)。

289

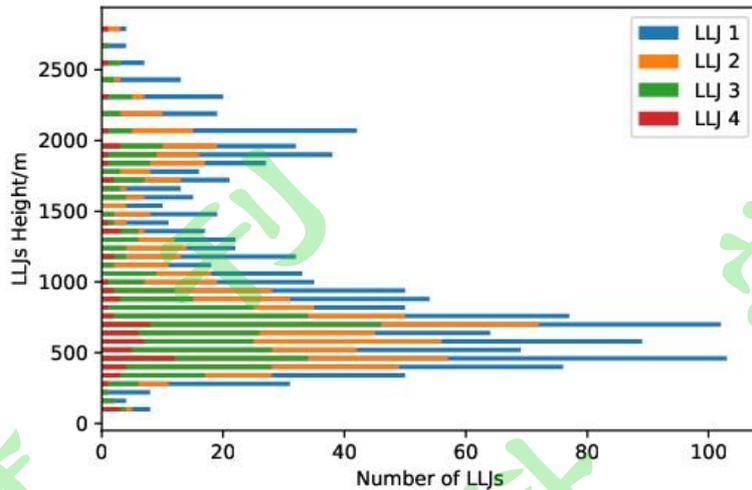


图 4 低空急流中心最大风速出现的高度堆叠频数分布图

Fig.4 Stacked histograms of the height of the low-level jets (LLJs) maximum wind speed.

4 海岸低空急流日变化特征及形成机制

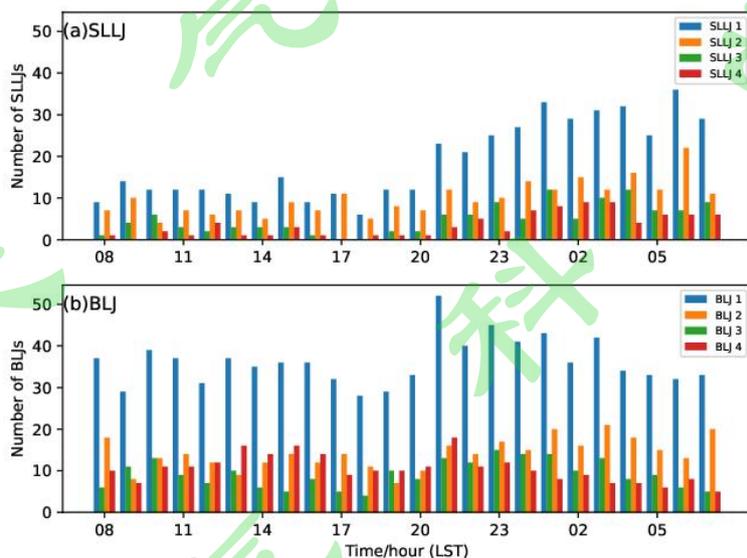
4.1 两类海岸低空急流发生频数日变化特征

低空急流的日变化现象广泛存在于世界各主要急流多发地区，但各地低空急流事件的起止时间、峰值时间均有所差异。华南前汛期两类低空急流都十分活跃，Du and Chen (2019) 指出华南前汛期边界层急流发生频数峰值出现在午夜至早晨 (23: 00~05: 00)，而天气急流发生频数峰值出现在早晨至上午 (05: 00~11: 00)。Dong et al. (2021) 进一步研究了南海北部海岸边界层急流的日变化特征，指出南海北部海岸边界层急流存在两个发生的高频区域，并具备不同的日变化特征，位于北部湾的边界层急流具有夜间峰值的特性，位于海南岛东侧的边界层急流具有早晨 (05: 00 前后) 和下午 (17: 00 前后) 双峰结构。

图 5a 给出了粤西海岸不同等级天气急流发生频数的日内变化图。天气急流在日内各个时次都有可能出现，但主要集中在夜间，白天发生频次较少，尤其强急流 SLLJ3、SLLJ4 在傍晚前后达到近零低谷，上半夜 21: 00 起频次明显增大，在早晨前后达到峰值，日出后又快速减少。在峰值时间方面，SLLJ1 和 SLLJ2 峰值时间出现在早晨 06: 00，与 Du and Chen (2019) 研究结论相一致，天气急流的早晨峰值现象可能受大尺度山脉—平原环流所驱动 (Chen et al., 2014)。有趣的是，SLLJ3 和 SLLJ4 峰值时间分别提前到了 04: 00、03: 00，表明天气急流的强度越强，其夜间峰值时间倾向于出现得更早。

311 图 5b 给出了不同等级边界层急流发生频数的日内变化图，各级边界层急流
312 发生频数大致呈双峰结构，频数的昼夜峰值差异比天气急流要小。粤西海岸边界
313 层急流发生频数夜间峰值出现在上半夜至早晨（21: 00~03: 00），比海南岛东
314 侧边界层急流峰值（Dong et al., 2021）提前了数个小时，其原因可能与不同尺
315 度海陆风循环的位相差有关。在夜间，海南岛东侧边界层急流受大尺度海风触发
316 的惯性振荡机制影响，而粤西海岸边界层急流受局地海风影响，大尺度海风的峰
317 值位相比局地海风峰值位相滞后几个小时（Du and Chen, 2019）。除 BLJ3 白天
318 发生频数呈现多个小峰值外，其他三个等级边界层急流发生频数的白天次峰值均
319 出现在下午时段，与 Dong et al.（2021）研究结论基本一致。

320 考虑到华南地区海拔总体偏低，地形降水的形成主要直接受边界层气流影响，
321 且边界层急流发生频次较高，下文将重点分析海岸边界层急流的风速日变化特征、
322 形成机制及其对地形降水影响。



323 图 5 不同等级低空急流发生频数日内变化直方图 (a) 天气尺度系统相关的低空急流 (b)
324 边界层低空急流
325

326 Fig.5 Diurnal variation histograms of LLJs occurrences in four different categories (a)the
327 synoptic-system-related low-level jets, abbreviated as SLLJ, (b) the boundary layer jets,
328 abbreviated as BLJ.

329 4.2 海岸边界层急流风速日变化特征

330 为进一步探讨不同强度海岸边界层急流的风速日变化特征，根据前文给出的
331 低空急流日的定义，识别出 1-4 级边界层急流日的天数分别为 39、19、22 和 8，

332 然后根据不同等级急流日（详细信息见表 2）进行风速的合成分析。

333 表 2 不同等级边界层低空急流日的信息表

334 Tabel.2 Date information in four boundary layer jet categories

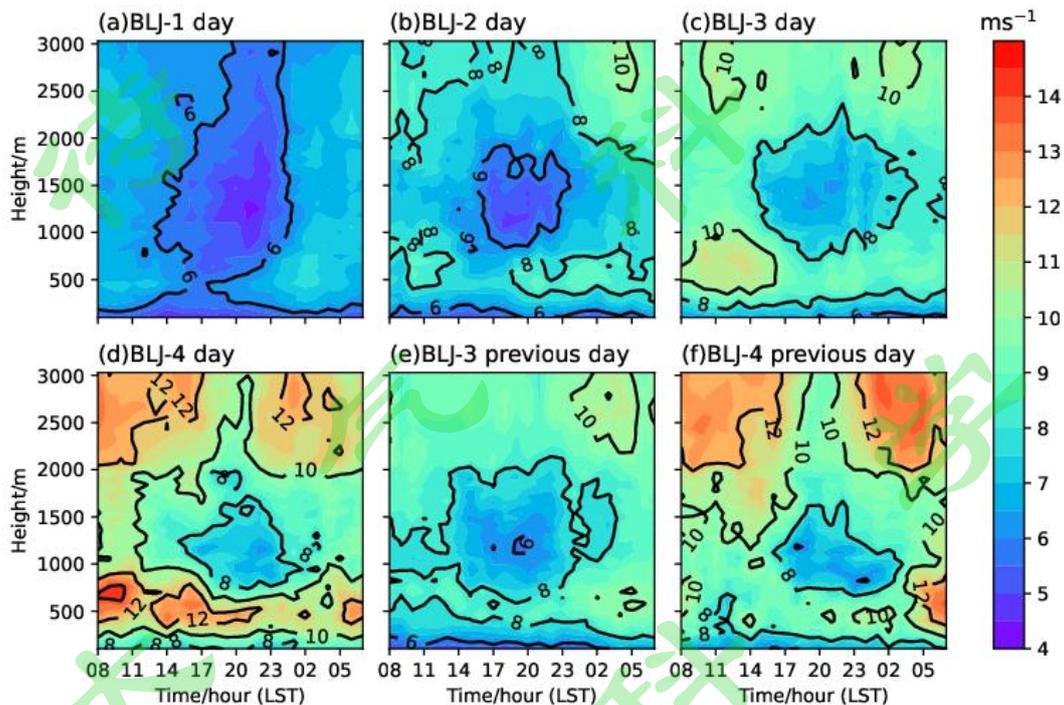
急流日类别 /日数（日）	日期（年月日）
BLJ1 (39)	20140426、20140502、20140503、20140505、20140515、20140524、20140525、 20140529、20140531、20140601、20140602、20140603、20140604、20140611、 20140615、20140616、20140618、20140620、20140624、20140625、20150507、 20150510、20150530、20150531、20150603、20150605、20150606、20150613、 20150616、20150617、20150621、20150626、20150627、20160503、20160525、 20160531、20160616、20160617、20160630
BLJ2 (19)	20140407、20140506、20140512、20140516、20150502、20150509、20150520、 20150525、20150527、20150601、20150607、20150608、20150609、20150611、 20160418、20160429、20160505、20160526、20160614
BLJ3 (22)	20140406、20140511、20140517、20140518、20150403、20150501、20150506、 20150508、20150514、20150515、20150516、20150517、20150518、20150519、 20150526、20150528、20150529、20150602、20150610、20160509、20160512、 20160615
BLJ4 (8)	20140510、20140513、20140514、20140521、20140522、20140523、20150418、 20150419

335

336 图 6 给出了不同等级边界层急流日阳江风廓线雷达的风速合成分布图。各级
337 边界层急流的风速加速现象集中出现在 400 m~900 m 高度层（以下将该层称为
338 关键层），但风速峰值出现时间有所差异。BLJ1 日和 BLJ2 日合成的边界层内风
339 速日内演变特征（图 6a、b）与 3.1 节分析结果类似，惯性振荡使低空急流在夜
340 间形成并增强，于凌晨 02:00 前后达到最强。与之形成鲜明对比，BLJ3 日关键
341 层在白天出现急流明显发展现象，上午至中午时段 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 强风速带向上下层
342 同时扩展，且强风中心风速于下午达到峰值，考虑到地转风通常在 17:00 前后
343 达到最大（Dong et al., 2021），因此初步推断 BLJ3 日白天风速变化可能受准地
344 转天气尺度系统强迫主导。此外，在惯性振荡的作用下，BLJ3 日中心风速于半夜
345 （23:00）达到次峰值（图 6c）。图 6e 给出了 BLJ3 日发生前一天的合成风速，
346 呈现出典型的急流夜间加速现象，中心风速于 05:00 前后达到 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 水平，
347 为次日急流的高位发展奠定了基础。BLJ4 日合成风速夜间变化与 BLJ3 日相似，
348 同样表现当天夜间（图 6d）和前一天夜间（图 6f）由惯性振荡造成的急流加速
349 现象及午后强峰值现象。值得注意的是，BLJ4 日合成风速在上午时段的 700 m 高
350 度附近短暂出现了 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的极大风速中心，该中心可能由局地对流造成

351 的动力气压差引起 (Bowen 1996)。

352 从图 6a-f 中还可发现在不同边界层急流日 1.5~3 km 高度层还存在风速的另
353 一个大值中心, 部分时段该层次中心最大风速还强于同时刻边界层内风速极大值,
354 该现象的形成可能与大气廓线存在风速极大值双(多)中心结构、不同层次风速
355 日变化振幅及位相存在明显差异等因素有关。由于本节主要关注海岸边界层急流
356 的风速日变化特征, 上述现象的具体原因不做详细分析。



357
358 图 6 不同等级边界层急流日阳江风廓线雷达合成平均风速 (单位: $m \cdot s^{-1}$) 的高度-时间分
359 布图 (a) BLJ1 日 (b) BLJ2 日 (c) BLJ3 日 (d) BLJ4 日 (e) BLJ3 日前一天 (f) BLJ4 日前一
360 一天

361 Fig.6 Composite daily height-time cross-sections of average velocity (unit: $m \cdot s^{-1}$) calculated from
362 Yangjiang wind-profile radar data in four boundary layer jet categories (a) BLJ1 day, (b) BLJ2 day,
363 (c) BLJ3 day, (d) BLJ4 day, (e) BLJ3 previous day, (f) BLJ4 previous day.

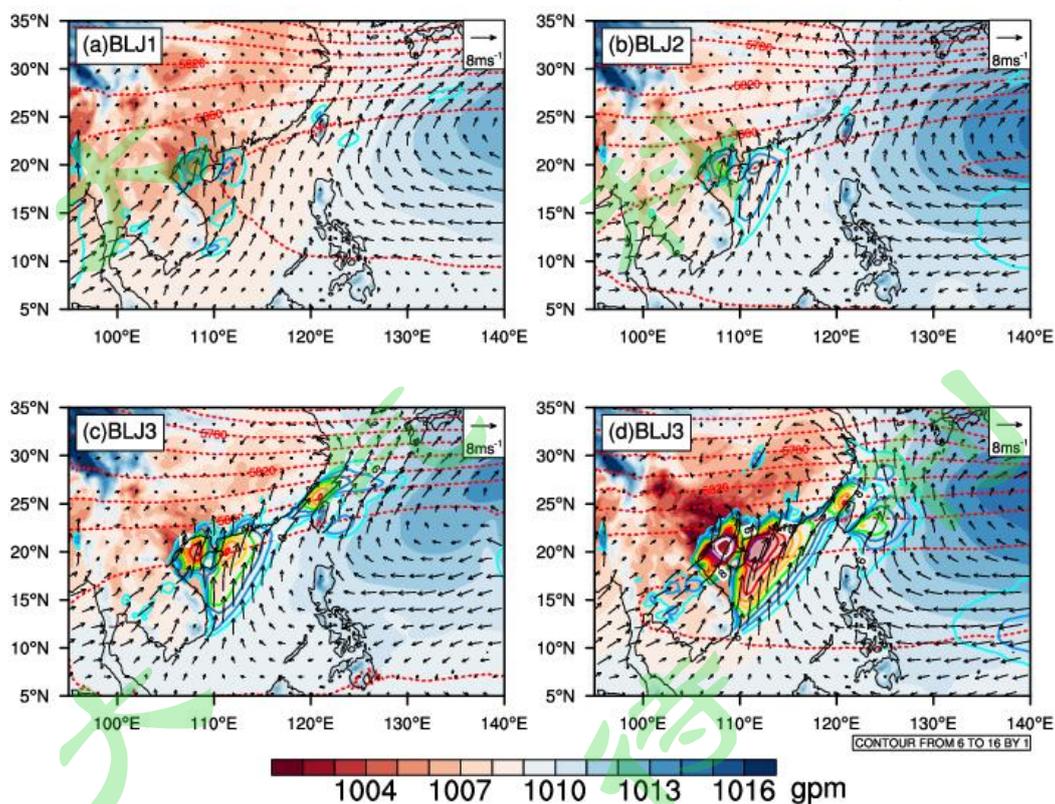
364 4.3 白天海岸边界层急流形成机制

365 从上一节的分析可知, BLJ3 日、BLJ4 日合成风速存在午后峰值现象。前人研
366 究主要从大尺度海风触发的惯性振荡 (Du and Chen, 2019)、地形的动力和热力
367 作用 (Dong et al., 2021) 等方面解释华南沿海边界层低空急流成因, 目前关
368 于粤西海岸边界层急流白天加速的形成机制仍不是很清楚。华南低空急流建立过
369 程中背景风速加强与大尺度天气系统活动有关, 而日变化则体现区域热力强迫的
370 影响 (Liu et al., 2022)。因此, 下文将分两步探讨影响粤西海岸边界层急流背

371 景风速强度变化和白天加速的关键物理机制。

372 图 7 给出不同等级边界层急流日合成 24 h(当日 08:00~次日 07:00 逐 1 h)
373 平均的大尺度天气形势场, 各级急流日合成天气形势场具有以下三点相似特征:

374 (1) 近地面: 低纬度地区海平面气压场表现为东高西低的形势, 中心位于 140°E
375 附近的西北太平洋高压与中心位于我国西南一带的大陆低压相互作用, 为边界层
376 急流的发展提供了有利的天气背景。(2) 950hPa: 华南沿海同时存在两支海岸
377 边界层急流, 分别位于海南岛东西两侧, 阳江海陵岛处于东支急流大风核左侧的
378 出口区, 急流中心风速及强风范围随急流等级上升而增大。(3) 对流层中层,
379 500 hPa 西北太平洋副热带高压(下文简称副高)基本控制南海大部, 5880 gpm
380 特征线穿过各级急流中心附近, 副高西北侧为高空槽, 两者间维持一定的位势梯
381 度。对比 BLJ2-4 日合成型势场(图 7b-d), 随着急流强度的增强, 对流层中层
382 5860 gpm 和 5880 gpm 特征线相对位置变化不大, 对流层中层副高可能仅起着
383 一定约束作用。因此, 地面东高西低形势下的气压梯度大小是主导边界层急流强度
384 的关键因素。



385

386 图 7 不同等级边界层急流日合成平均的海平面气压(填色, 单位: hPa)、950 hPa 水平风

387 场(矢量和彩色等值线, 单位: $m \cdot s^{-1}$)、500 hPa 位势高度(单位: gpm)

388

(a) BLJ1 日 (b) BLJ2 日 (c) BLJ3 日 (d) BLJ4 日

389

Fig.7 Composite distribution of average (08:00~0700) sea level pressure (unit: hPa), horizontal

390

winds of 950 hPa (vector and color contour, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), geopotential height of 500 hPa (unit:

391

gpm) in four boundary layer jet categories. (a) BLJ1 days, (b) BLJ2 days, (c) BLJ3 days, (d) BLJ4

392

days.

393

上述分析强调了地面层高低值系统间的压力差对不同强度粤西海岸边界层

394

急流形成的作用。接下来，我们以 BLJ3 日不同时刻合形势场为例（BLJ4 日分

395

析结果类似）解释海岸边界层急流午后峰值的成因。在 08:00，受东高西低形

396

势场的影响，海南岛东西两侧 950 hPa 高度上出现了中心强度达 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的

397

急流，粤西海岸处于急流中心左侧出口区，风速可达 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右（图 8a）。随

398

着白天太阳短波辐射加热的影响，亚洲大陆低压逐渐发展，太平洋地面高压逐渐

399

减弱，副高也随之减弱东退（图 8b、c）。由于海陆热力性质的差异，大陆低压

400

加强的幅度大于太平洋高压减弱的幅度，因此两者之间的气压梯度在南海西北部

401

和北部湾一带逐渐加强，并在 16:00 前后达到最强，此时海南岛东侧急流也同

402

步达到最强，中心强度达到了 $13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。傍晚至上半夜，太阳辐射加热消失，

403

大陆低压明显减弱，而太平洋高压的加强并不足以维持南海北部地区的气压梯度，

404

海南岛东侧急流有所减弱（图 8d）。与之形成鲜明对比，此时海南岛西侧急流

405

出现了加强，这与夜间中南半岛低层风场受惯性振荡影响产生加速并向下游传播

406

结合山脉背风水跃波的共同作用有关（Dong et al., 2021），这也表明海南岛东

407

西两侧边界层急流形成机制存在明显差异。近期，Liu et al. (2023) 在研究中国

408

南部低空急流的多样性及相关物理机制时指出，天气尺度扰动东高西低配置的差

409

异对日平均南风或西南风的空间分布有重要影响，白天短波辐射加热陆面的强弱

410

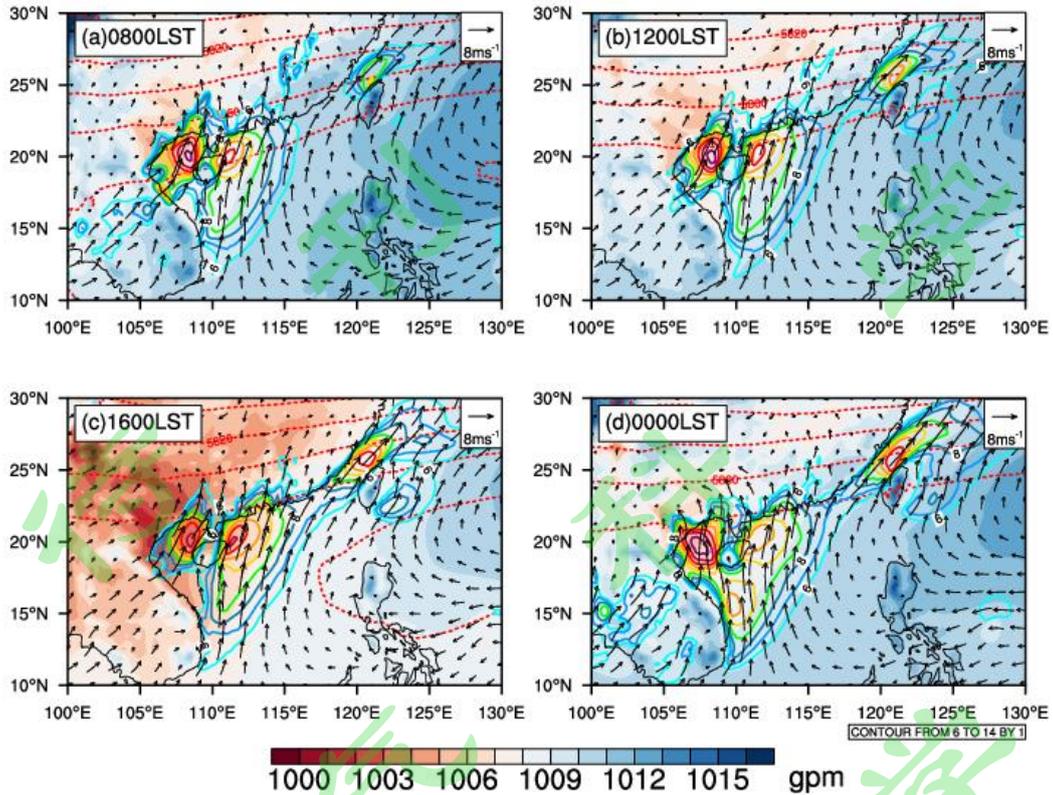
则调节风场夜间加强的振幅大小。本文分析表明，白天短波辐射加热导致的低纬

411

亚洲大陆低压加强同样是海南岛东侧海域至粤西海岸地区边界层急流午后加速

412

的主要原因。



413

414 图 8 BLJ3 日合成平均的不同时刻海平面气压（填色，单位：hPa）、950 hPa 风矢量和全风
415 速（等值线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）、500 hPa 位势高度（单位：gpm）

416

(a) 08: 00 LST (b) 12: 00 LST (c) 16: 00 LST (d) 00: 00 LST

417

Fig.8 Composite distribution of average sea level pressure (unit: hPa), horizontal winds of 950 hPa
418 (vector and color contour, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), geopotential height of 500 hPa (unit: gpm) in BLJ3 days.

419

(a) 08: 00 LST, (b) 12: 00 LST, (c) 16: 00 LST, (d) 00: 00 LST.

420

4.4 典型个例分析

421

为进一步阐明强边界层急流风速存在早晨和午后双峰结构的演变特征，本节

422

挑选了 2014 年 5 月 12 日 08 时至 15 日 08 时一次典型边界层急流过程进行分析。

423

从图 9 可看出，该时段边界层急流存在两次完整的半夜发展加强—上午减弱—午

424

后再加强—上半夜再次减弱的日循环过程，与前文合成分析的结果一致。此过

425

程中，急流的 4 次加强时期中心最大风速均超过 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，个别时次超过 $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

426

对比急流昼夜峰值时期最大风速所在高度及强风 ($\geq 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) 向上延伸的层次，

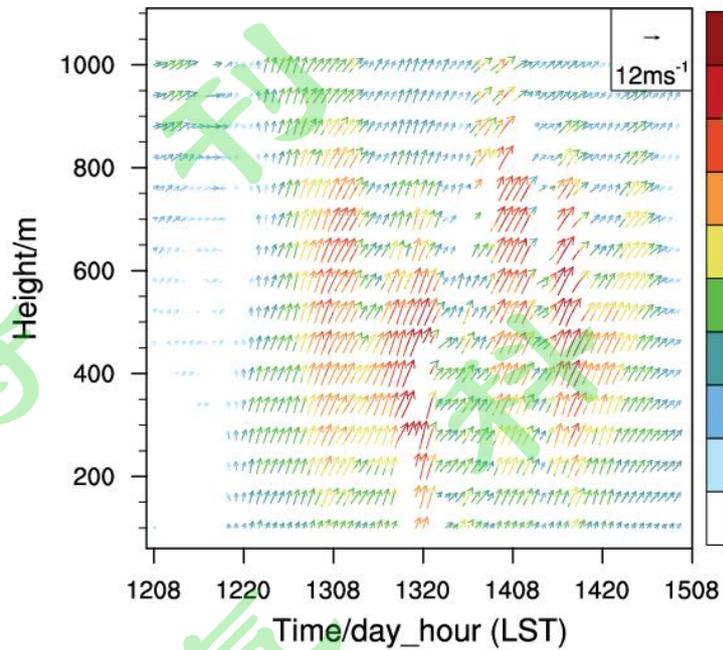
427

昼夜存在明显差异，两次日循环过程中均是夜间比白天高，边界层最大风速所在

428

高度的日变化特征与 Kong et al. (2020) 揭示的北部湾地区 6 月份多年平均结果

429 相吻合。此外，由于不同日之间急流最大风速出现时间、高度不一样，可能会导
430 致海陵岛上空的合成平均最大风速会偏小于急流等级阈值。



431
432 图9 2014年5月12日08时至15日08时边界层急流典型个例1 km以下风矢量演变（单
433 位： $m \cdot s^{-1}$ ）

434 Fig. 9 Wind vector evolution below 1 km in a typical case of boundary layer jets during 0800 LST
435 on 12 May 2014 to 0800 LST on 15 May 2014.

436 5 海岸边界层低空急流对广东地形降水的影响

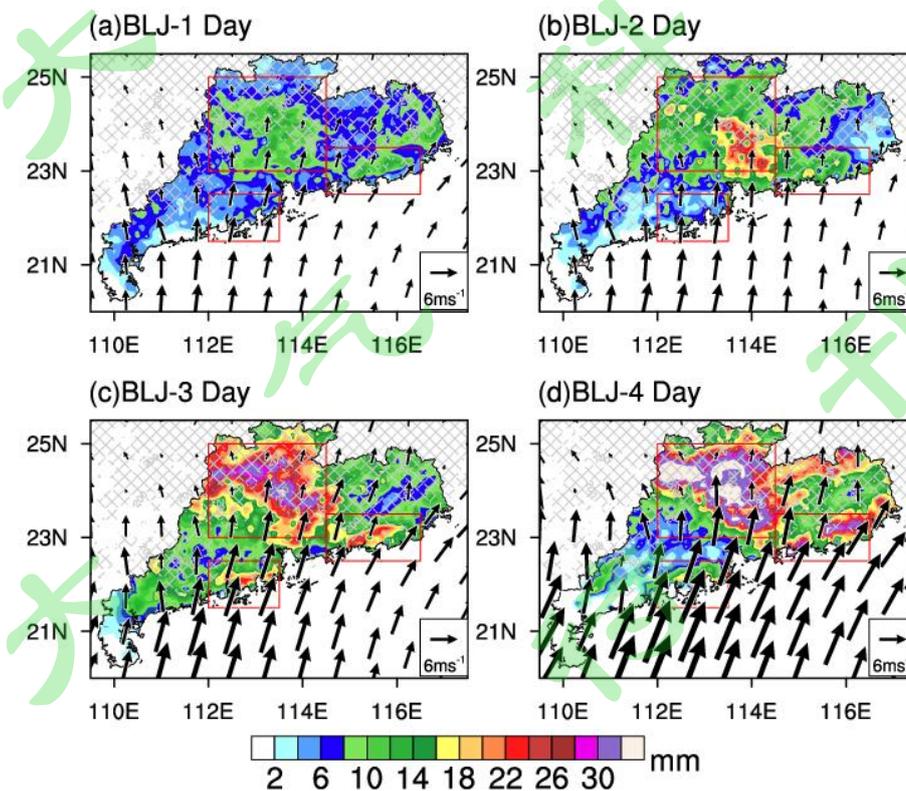
437 前文分析了粤西海岸低空急流结构特征、日变化特征及其形成机制，考虑到
438 华南地区复杂地形对偏南暖湿空气的动力强迫对强降水中心形成和分布起着重
439 要作用（Luo et al., 2017）。因此，下文将围绕边界层低空急流与地形相互作用
440 最显著的三个子区域：粤中北部内陆（A区）、粤东沿海（B区）和粤西沿海（C
441 区）（具体位置在图1中标出），与广东三大暴雨中心基本对应，讨论不同强度
442 海岸边界层低空急流对广东地形降水分布、强度及日变化的影响。

443 5.1 广东地形特征及地形降水概况

444 广东省地处低纬，北依逶迤的南岭，南邻浩瀚的南海，地势总体是北高南低，
445 地貌类型复杂多样，有山地、丘陵、台地和平原，其面积分别占全省土地总面积

446 的 49.78%、17.62%、12.82%和 19.78%。如图 1 所示，广东省境内的山脉大多与
447 地质构造的走向一致，以东北—西南走向居多，在粤东有莲花山脉、罗浮山脉和
448 九连山脉，在粤西有云开山脉、云雾山脉和天露山脉，在粤北有青云山脉和滑石
449 山脉等。此外，粤北还存在较多向南拱出弧形山脉，包括罗壳山、起微山、瑶山、
450 大东山等。沿海地区还分布着众多海拔不足 1 km 的中小尺度低矮山地，构成局
451 地喇叭口、迎风坡等地形，在沿海强降水的形成过程中起着非常重要作用（李博
452 等，2013；Du et al., 2020ab；Rao et al., 2022）。

453 图 10 给出了不同等级边界层急流日合成平均的 24h 累积降水（当日 08: 00
454 至次日 08: 00）和 950 hPa 风场分布图，与 Du et al.（2022）研究结果相类似，
455 A 区、B 区日降水量随着粤西海岸边界层急流强度增强而增大，C 区的日降水量
456 在较强（BLJ3 日）急流背景下达到最大，但是不同子区域的降水大值中心位置在
457 不同强度急流影响下有明显变化。边界层急流在华南前汛期暴雨过程中的动力抬
458 升、水汽与能量输送起着重要作用，急流的加强伴随着水汽输送（图 11a-d）和
459 对流有效位能（11e-h）的明显加大，但是从中南半岛东海岸向华南沿海延伸的
460 对流抑制能也相应增大（11i-l），华南不同区域的降水取决于不同强度急流伴随
461 着动力抬升、水汽辐合、对流有效位能和对流抑制能的不同配合（Du et al., 2022）。



462

463 图 10 不同等级边界层急流日合成平均的 24h 累积降水量（单位：mm）、950 hPa 风场（矢

464

量, 单位: $m \cdot s^{-1}$) (网格填充区代表 200 m 以上高度地形)

465

(a) BLJ1 日 (b) BLJ2 日 (c) BLJ3 日 (d) BLJ4 日

466

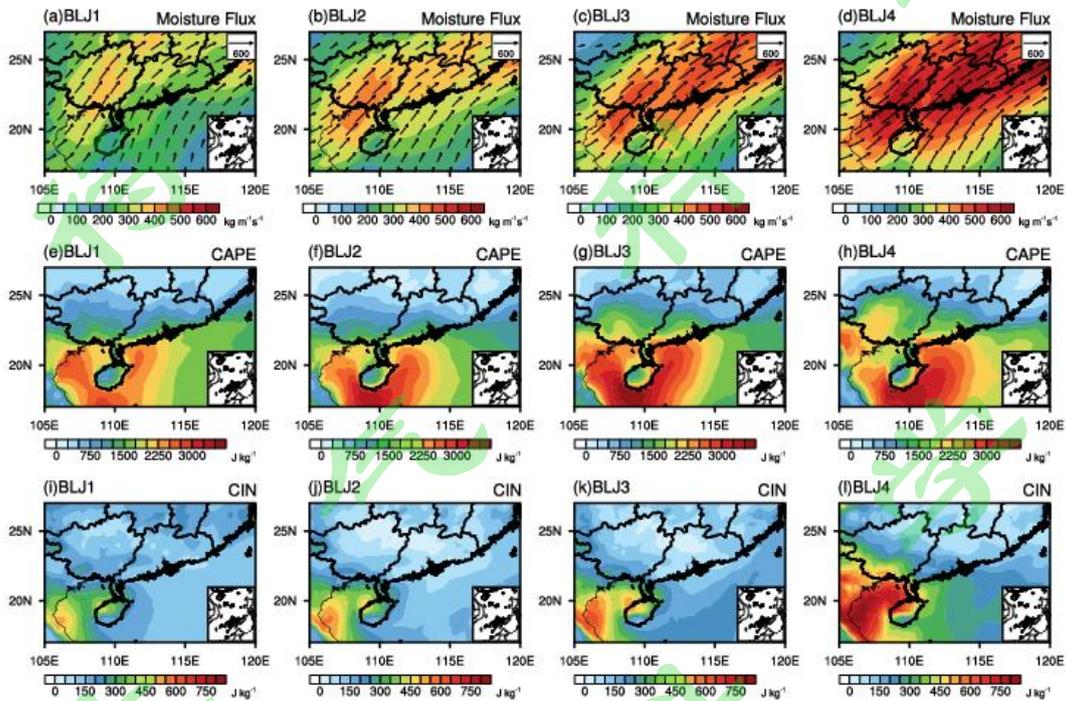
Fig.10 Composite distribution of 24h accumulated precipitation (unit: mm) and horizontal winds

467

of 950 hPa (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) in four boundary layer jet categories. The hatched area indicates

468

the terrain at altitude of above 200 m. (a) BLJ1 days, (b) BLJ2 days, (c) BLJ3 days, (d) BLJ4 days.



469

图 11 不同等级边界层急流日合成的 (a-d) 整层积分水汽通量 (单位: $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$); (e-h)

471

对流有效位能 (单位: $J \cdot kg^{-1}$); (i-l) 对流抑制能 (单位: $J \cdot kg^{-1}$)

472

(a, e, i) BLJ1 日 (b, f, j) BLJ2 日 (c, g, k) BLJ3 日 (d, h, l) BLJ4 日

473

Fig.11 Composite distribution of the vertical integral of moisture fluxes (unit: $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$),

474

convective available potential energy (CAPE, unit: $J \cdot kg^{-1}$), convective inhibition (CIN, unit: $J \cdot kg^{-1}$)

475

in four boundary layer jet categories. (a, e, i) BLJ1 days, (b, f, j) BLJ2 days, (c, g, k) BLJ3 days, (d, h,

476

l) BLJ4 days.

477

5.2 边界层急流对地形降水分布和强度的影响

478

关于低空急流在复杂地形条件下对暴雨过程的影响, Ralph et al. (2004, 2005)

479

认为地形对降水增幅的配型主要取决于气流是否被阻塞: 当气流被阻塞时, 地形

480

对降水的增幅作用主要发生在山脉上游 (如迎风坡或山前低洼地区); 当气流未

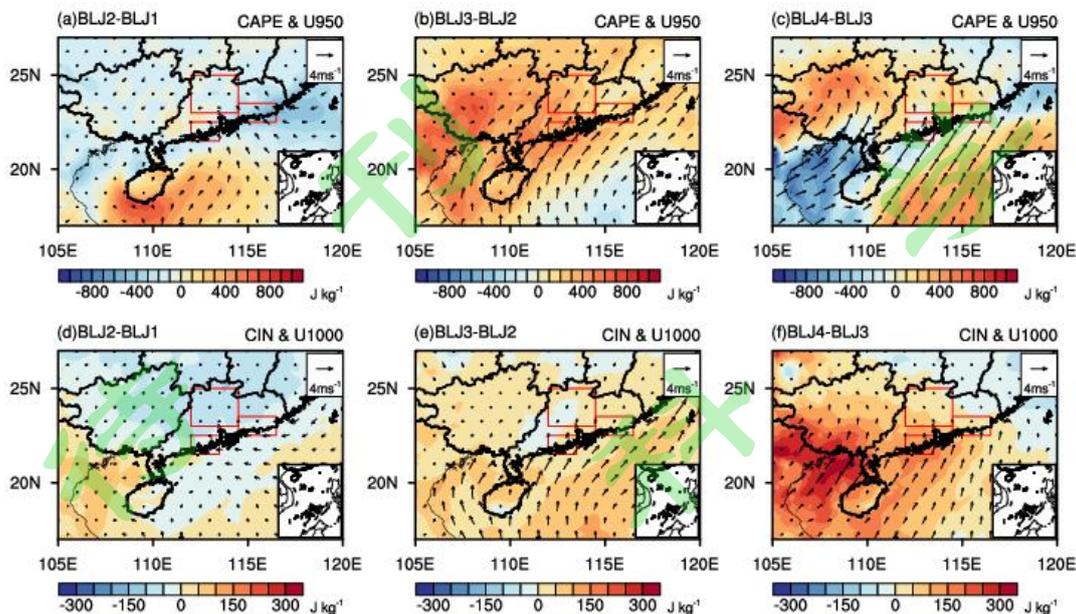
481 被阻塞时，降水增幅作用多发于低矮地形的上空，尤其在山脉第一个陡峭的迎风
482 坡，可导致降水快速的增强（Buzzi et al., 1998; Doswell et al., 1998）。此外，
483 当气流较强时可翻越过山，激发出地形重力波，对背风坡降水的分布也有重要作
484 用（Colle et al., 2005; Bai et al., 2021）。本节重点分析在不同强度边界层急流
485 背景下，受山地地形影响而产生或被增强的局地降水现象。

486 5.2.1 粤中北部内陆地区（A 区）

487 A 区地形降水范围最广、强度最大，这与该地区地形分布复杂有关。除南部
488 为珠江三角洲平原，其余地区多为山脉和高丘陵，山脉之间有大小谷地和盆地分
489 布，且珠江三角洲平原与东西两侧山脉形成广东境内最大的喇叭口地形，有利于
490 聚拢低层来自海洋的暖湿气流并形成辐合上升。在 BLJ1 日，内陆地区边界层气
491 流虽较弱，但在喇叭口地形和迎风坡抬升的共同作用下，形成了范围较广的 8 mm
492 以上的降水中心（图 10a），与周边少雨区形成鲜明对比，初步显现了地形对降
493 水的增幅效应。在 BLJ2 日，强地形降水出现在珠江三角洲东北部山脉区的迎风
494 坡处（图 10b），与 Chen et al.（2015）研究揭示的季风活跃期对流性降水发生
495 高频区一致。此时，对流有效位能较 BLJ1 日有所减小，对降水增幅起着关键作
496 用的是边界层内出现的偏南风加强（图 12a）以及对流抑制能的减小（图 12d）。
497 在 BLJ3 日，随着急流强度的进一步加强，在喇叭口地形的约束下，来源于暖湿
498 洋面的偏南风向内陆侵入更明显，对流有效位能也明显增大，边界层偏南风较
499 BLJ2 日的增量可延伸到南岭附近（图 12b），对流抑制能变化不明显（图 12e），
500 地形降水中心由 A 区的东南部向西北内陆推进（图 10c）。分析 30 mm 以上强降
501 水中心的分布，发现降水增幅作用多发于喇叭口地形顶端附近的低矮地形上空，
502 尤其在山脉第一个陡峭的迎风坡，降水增幅最为显著（Buzzi et al, 1998; Doswell
503 et al, 1998）。在 BLJ4 日，动力辐合条件和对流有效位能进一步加强（图 12c），
504 地形降水也进一步加强，其大值中心位置与 BLJ3 日基本保持一致，仍频发于陡
505 峭迎风坡和低矮地形上空（图 10d）。与之形成鲜明对比，珠江三角洲平原中西
506 部地区及邻近山地的降水明显减弱，这与上述地区受到加强的对流抑制能控制有
507 关（图 12f）。

508 总体而言，低空急流在大尺度地形迎风坡抬升是该区域强地形降水形成的主

509 要动力响应机制，边界层急流加强的同时地形降水增强且中心西北移。



510

511 图 12 相邻两个等级边界层急流日合成物理量的差值场 (a-c) 对流有效位能 (填色, 单位:
512 $J \cdot kg^{-1}$)、950 hPa 风场 (矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$); (d-f) 对流抑制能 (填色, 单位: $J \cdot kg^{-1}$)、
513 1000 hPa 风场 (矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$)

514 (a, d) BLJ2 日-BLJ1 日 (b, e) BLJ3 日-BLJ2 日 (c, f) BLJ4 日-BLJ3 日

515 Fig.12 The composite differences in (a-c) convective available potential energy (CAPE, shading,
516 unit: $J \cdot kg^{-1}$) and horizontal winds of 950 hPa (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$), (d-f) convective inhibition (CIN,
517 shading, unit: $J \cdot kg^{-1}$) and horizontal winds of 1000 hPa (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) between the two
518 adjacent boundary layer jet categories. (a, d) between BLJ2 days and BLJ1 days, (b, e) between
519 BLJ3 days and BLJ2 days, (c, f) between BLJ4 days and BLJ3 days.

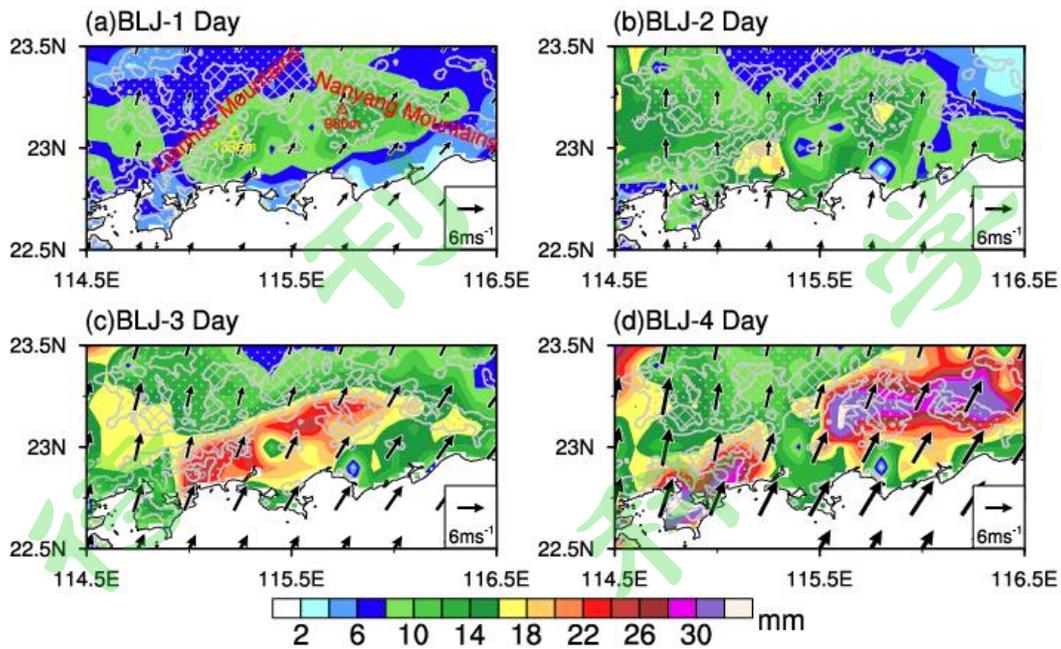
520 5.2.2 粤东沿海地区 (B 区)

521 B 区主要大地形 ($L > 100 km$) 包括东北-西南走向的莲花山脉与西北-东南走
522 向的南阳山脉, 莲花山脉主峰莲花山、南阳山脉主峰峨嵋嶂的海拔分别为 1336 m、
523 980 m, 两条山脉构成的喇叭口地形向南敞面向南海。受边界层急流、海岸辐
524 合、地形抬升及冷池等因素相互作用的影响, 该地易发生暖区暴雨 (Wang et al.,
525 2014; Du et al., 2020ab)。除了动力作用外, 喇叭口地形还充当着局地水汽“捕
526 手”的角色, 通过阻塞上游洋面低层湿舌使得局地异常增湿 (Du et al., 2020b)。

527 在 BLJ1 日弱急流背景下（图 13a），该区雨带呈东北-西南走向，降水强度
528 偏弱，大部低于 10 mm，喇叭口地形及周边迎风坡呈现出较明显的地形降水增幅
529 现象，10 mm 以上的降水中心主要位于莲花山脉东南侧迎风坡、南阳山脉西南侧
530 迎风坡及山顶附近，通过地形坡向与边界层 950 hPa 气流方向可简单判识地形降
531 水的落区。BLJ2 日与 BLJ1 日相比，降水整体有所增强，尤其是在两处山脉主峰
532 莲花山和峨嵋嶂东南侧迎风坡处地形降水增幅明显，降水中心值达 16 mm 以上
533 （图 13b），此时对流有效位能较 BLJ1 日有所减小，正交于地形坡向的边界层东
534 南风增量（图 12a）造成的动力抬升加强以及对流抑制能的减小（图 12d）是造
535 成降水增幅的主要原因。BLJ3 日与 BLJ2 日相比，莲花山脉东南侧迎风坡降水显
536 著加强，20 mm 以上的强降雨带与莲花山脉平行，呈东北-西南走向延伸到峨嵋嶂
537 附近（图 13c），降水的增幅可归结于地形对边界层南到西南风抬升辐合加强及
538 对流有效位能的增大（图 12b），此时对流抑制能虽略有增大但影响较小（图 12e）；
539 此外，16 mm 等降水线延伸至莲花山脉迎风坡东南侧 30-40 km 的汕尾海岸地区，
540 这可能与降水造成的冷池出流在山前堆积并向东南扩展有关（Du et al., 2020b）。
541 在 BLJ4 日，大气动热力条件进一步改善（图 12c），地形降水进一步增强（图
542 13d），20 mm 以上的强降雨带分裂为东西两段，西段雨带向西南方向扩展，雨带
543 西南端的惠州稔平半岛出现 30 mm 以上的强降水，其形成除了地形迎风坡的动力
544 抬升作用之外，还与向岸风加强背景下海陆边界摩擦差异导致的辐合加强有关
545 （Chen et al., 2015）；而东段雨带 20 mm 以上强降水大致呈东西向分布，主要
546 出现在南阳山脉上空（最强降水仍位于峨嵋嶂附近）及下游东北侧背风坡区域，
547 这反映了当入流气流足够强时可翻越过南阳山，在地形重力波作用下形成强的背
548 风坡降水。

549 因此，在不同强度环境低层入流影响下，粤东沿海地区强地形降水主要出现
550 在东西两座山脉的迎风坡和山脉上空，中心落区相对稳定，雨区范围及强度随急
551 流强度增强而增大。此外，在 4 级边界层急流日，强边界层气流可越过海拔较低
552 的南阳山脉，强地形降水还出现在南阳山脉背风坡一侧。

553



554

555 图 13 类图 10，但仅关注粤东沿海地区（点状填充区代表 100 m 以上高度地形、网格填充

556 区代表 400 m 以上高度地形；图 13a 中红色三角形代表峨嵋嶂、黄色三角形代表莲花山）

557 Fig.13 As in Fig.10, but for coastal areas of east Guangdong. The dot and hatched area within the

558 contours indicates the terrain at an altitude of above 100 m and 400 m respectively. The red

559 triangle represents the Emeizhang Mountain and the yellow triangle represents Lianhua

560

Mountain in Fig.13a.

561 5.2.3 粤西沿海地区(C 区)

562 C 区西北角紧邻天露山脉，而东南部沿海地带分散存在着多处孤立的中小尺

563 度地形，海拔在 1 km 以下，尺度介于 5-50 km 之间，中小尺度地形对粤西海岸

564 对流触发和极端暴雨形成的作用不可忽视（Liu et al., 2018; Li et al., 2021）。

565 在具备类低空急流“鼻”结构的低层偏南风海洋气流影响下，低层超临界气流

566 （Froude 数大于 1）撞击粤西海岸中小尺度山脉地形时，在迎风坡抬升处、背

567 风斜坡上空山脉波上升区、背风坡尾流辐合区都是局地对流初生的高发区（Bai et

568 al., 2021）。由于 ERA5 再分析资料分辨率不足于解析中小尺度地形环流，本小

569 节仅从定性的角度讨论粤西海岸中小尺度地形对降水的影响。

570

图 14a 中标注了对降水产生明显影响的四处山地：大隆洞山（M1）、北峰

571 山（M2）、黄杨山（M3）、磨心尖（M4），主峰分别高 674 m、982 m、581 m、

572 480 m。在 BLJ1 日和 BLJ2 日该区的降水均较弱，较弱的低层入流条件下地形迎
573 风坡抬升造成的降水也偏弱（图 14a、b）。在 BLJ1 日，地形降水增幅主要出现
574 在 M1、M3 背风坡及尾流区、M2 东南侧的迎风坡；在 BLJ2 日，地形降水中心
575 主要出现在天露山东南侧和 M1 南侧的迎风坡，上述地形降水大值区与 Bai et al.
576 (2021) 揭示的粤西海岸对流初生高发区相吻合。虽然 BLJ2 日边界层风速较 BLJ1
577 日在沿海地区有 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的加强，但是沿海地区的对流有效位能有所减弱（图
578 12a），因此两者的日降水强度相差不大。在 BLJ3 日，海岸地区边界层内的西南
579 风和对流有效位能都明显加大（图 12b），M1 和 M4 附近的地形降水在山前及
580 迎风坡发展（图 14c），在背风坡上空及下游尾流区达到最强，这是由于粤西海
581 岸小尺度地形可扰动低层向岸流并在地形下游产生多个加强辐合区，当山前迎风
582 坡弱的抬升触发了浅对流，浅对流向下游移动过程中，会在山脉背风侧受到山脉
583 波及尾流辐合区的共同影响而快速升尺度增长（Bai et al., 2021）。因此，强降
584 水中心反而出现在低矮地形的背风坡一侧及下游。值得注意的是，M2 附近的地
585 形降水中心主要出现在南侧的迎风坡和山脉上空，这是由于 M2 尺度较大（长约
586 40 km，宽约 30 km），海拔较高（主峰 982 m），边界层入流无法翻越过山，背
587 风坡不易形成降水。此外，M3 处东侧强降水中心的形成，则可能与 M3 东侧山
588 脉扰流与临近海湾顶端向岸流辐合有关。在 BLJ4 日，当急流进一步显著加强时，
589 C 区的地形降水反而较 BLJ3 日有所减弱（图 14c、d），这是由于对流抑制能的
590 增大（图 12c）和对流有效位能的减小（图 12f），而引起上述能量的变化则与
591 强急流背景下中南半岛的干冷空气平流向下游加强输送有关（Du et al., 2022）。

592 由上述分析可知，粤西海岸中小尺度地形对局地地形降水发生发展有重要影
593 响。对于海拔较高，尺度接近中间尺度（ $L\sim 50\text{ km}$ ）的山地，地形降水中心出现
594 在迎风坡和山脉上空。而对于尺度更小或海拔较低的山地，地形降水中心趋于出
595 现在背风斜坡及下游尾流辐合区。在强低空急流背景下，C 区易受中南半岛干冷
596 平流产生的对流抑制作用，强的地形降水须在合适的低空入流风速背景下发生。

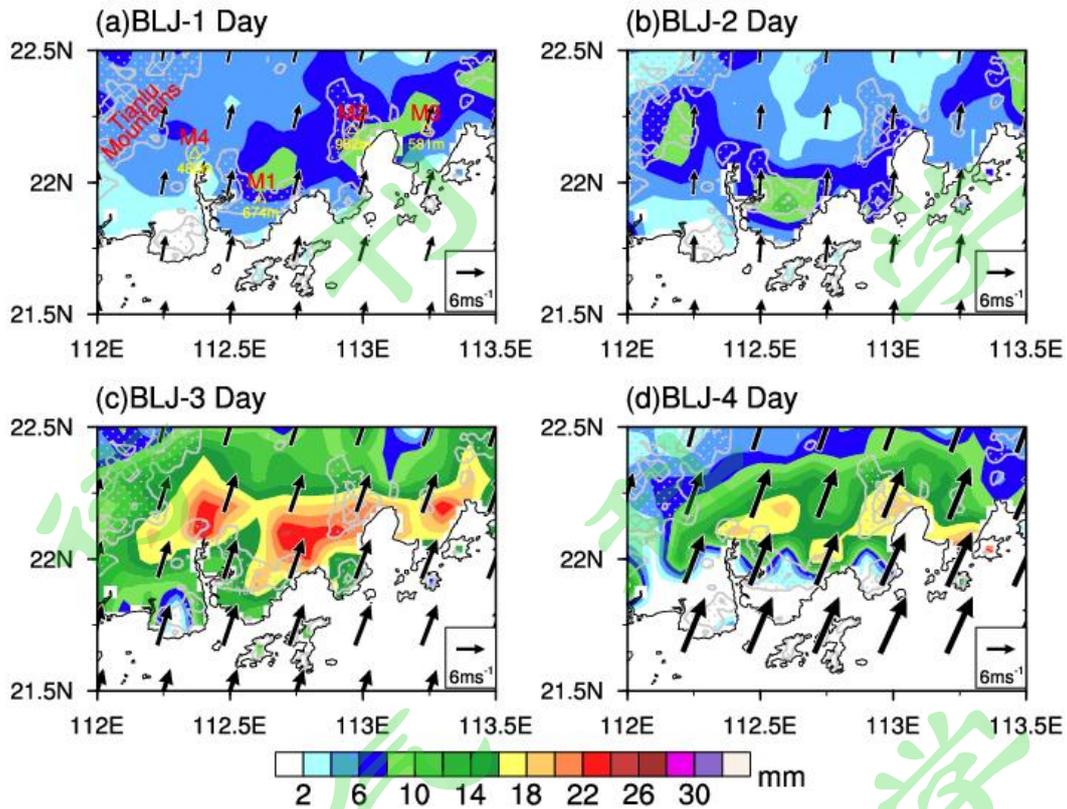


图 14 类图 13，但为粤西沿海地区，M1-M4 代表四个中小尺度地形

Fig.14 As in Fig.13, but for coastal areas of west Guangdong. The labeled M1-M4 represents four small and medium scale mountains.

5.3 边界层急流对地形降水日变化的影响

由于地形降水成因复杂、落区多变，目前仍没有客观划分狭义上的地形降水和一般降水的方法。此外，由上节分析可知三个子区域由地形降水占主导，地形降水强度变化常与周边一般降水变化基本同步（图 10、12、13），故本节采用区域平均降水值来近似反映地形降水平均值，接下来针对不同强度边界层急流对广东关键区域地形降水日变化的影响进行分析。图 15 给出了不同等级边界层急流日合成三个子区域平均的逐小时降水演变图，主要分析结论如下：

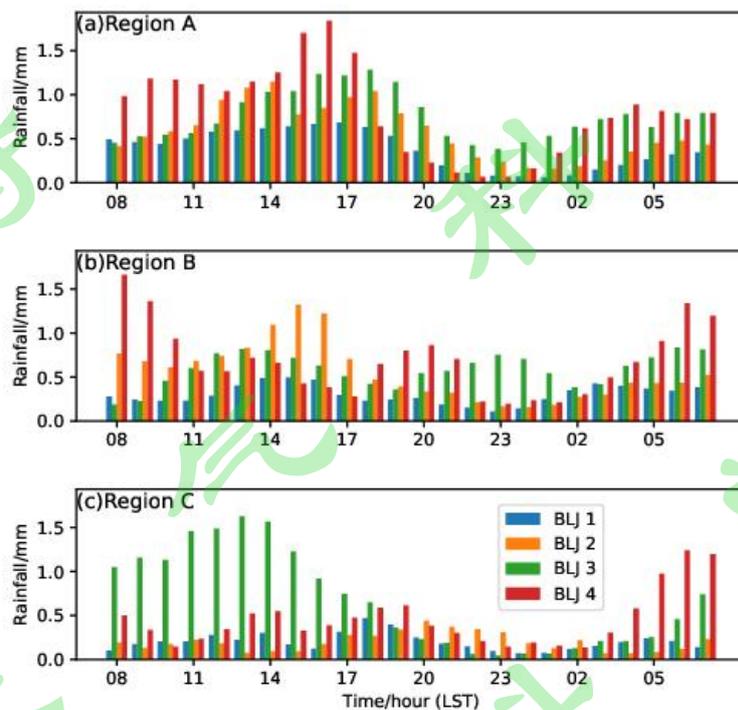
(1) A 区（图 15a）：在不同强度急流影响下，A 区日内降水均存在下午主峰和早晨次峰的双峰结构，下午峰强度约为早晨峰的两倍，且双峰降水强度均随着急流强度加强而增大。Rao et al. (2019) 在研究不同强度西南季风对珠江三角洲内陆地形区域对流日变化影响时，指出由于强的地形动力抬升和充足的水汽供给，高风速天的对流发生频率显著高于低风速天，本文揭示的降水峰值也具有相

613 似特征，例如 BLJ4 日的峰值降水强度约为 BLJ1 日的 3 倍。此外，在 BLJ1-3 日，
614 双峰降水出现时间大致相同，分别出现在 17: 00~18: 00 及 06: 00~07: 00，
615 但在 BLJ4 日，双峰降水出现时间提前了 1~2 h。值得注意的是，A 区在 BLJ2 日
616 还存在一个短暂的中午（12: 00~14: 00）降水峰值，与 Chen et al. (2015) 研
617 究的季风活跃期珠江三角洲地区东北侧迎风坡的对流性降水午后峰值出现时间
618 一致，且前文 5.1 节的分析也表明该时期合成降水中心确实位于珠江三角洲地区
619 东北侧迎风坡。另一方面，在 BLJ4 日，A 区降水在上午（10: 00 前后）还存在
620 一个降水弱峰值，这与 4.2 节揭示的边界层急流在 700 m 高度附近短暂出现的 14
621 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的极大风速中心造成的下游动力强迫抬升有关。

622 (2) B 区 (图 15b)：在 BLJ1 日，降水呈现出下午和早晨双峰结构，两者
623 量级大致相当，降水峰值及时间分别为 $0.50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (15: 00)、 $0.43 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$
624 (03: 00)，这表明地形对夜间加强的低空急流动力抬升作用与白天太阳辐射加
625 热效应导致的午后地形热力作用大致相当。在 BLJ2 日，降水表现为一主一次双
626 峰结构，地形造成的动力强迫作用增强，叠加白天太阳辐射加热效应，午后降水
627 峰值加大至 $1.32 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (15: 00)，早晨峰值增幅不明显，仅为 $0.52 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$
628 (07: 00)，午后峰值比凌晨峰值大 1 倍以上。在 BLJ3 日，降水呈现出量级相
629 当的三峰结构（峰值均位于 $0.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 附近），与 BLJ2 日相比下午峰值时间提
630 前了 2h，早晨峰值出现时间大致维持，但在上半夜时段（23: 00 前后）出现了
631 一个新的降水峰值，这表明在较强急流背景下，粤东沿海易出现多峰降水。在
632 BLJ4 日，降水也表现为三峰结构，中午和早晨峰值时间与 BLJ3 日相同，但上半
633 夜峰值时间提前了 3h；此外，早晨降水明显加大，转为主峰。总体而言，在弱
634 急流情况下，动力强迫作用和水汽供给都更弱，形成了下午峰和清晨峰相当的双
635 峰结构。随着急流强度的加强，低空急流在粤东沿海地形降水中的动力抬升强迫
636 作用逐渐占主导，降水日变化的主峰出现时间由午后转为早晨，且降水由双峰结
637 构变为三峰结构。

638 (3) C 区 (图 15c)：在 BLJ1 日和 BLJ2 日，由于地形尺度及入流风速均较
639 小，降水总体偏弱，但仍可识别出傍晚至上半夜主峰（18: 00~20: 00）和早晨
640 次峰（05: 00~07: 00）。在 BLJ3 日，低空急流在前一天夜间至当天白天持续
641 增强（见 4.2 节分析），低空急流的动力抬升强迫作用明显，此时，粤西沿海降

642 水在凌晨开始增大，并在中午前后达到最强，下午起逐渐减弱，呈现出明显的单
643 峰结构，该现象较为特殊，值得未来进一步加强研究。在 BLJ4 日，粤西沿海降
644 水出现了三峰结构，分别出现在中午、傍晚至上半夜和早晨，低空急流的三次加
645 速过程（图 6d）较好地指示了降水的加强及峰值的形成。此外，由于白天对流
646 抑制能较大，降水强度受到抑制，降水主峰反而出现在早晨。



647
648 图 15 不同等级边界层急流日三个子区域平均的逐小时降水演变直方图（单位：mm）（a）
649 A 区、（b）B 区、（c）C 区

650 Fig.15 Histogram distribution of the average rainfall amount (unit: mm) of different regions in
651 four boundary layer jet categories . (a) Region A, (b) Region B, (c) Region C.

652 6 总结与讨论

653 本文基于 2014~2016 年华南前汛期（4~6 月）广东省阳江市海陵岛风廓线
654 雷达观测资料、广东省境内稠密地面自动观测站降水资料和 ERA5 再分析资料数
655 据集，分析了粤西海岸低空急流结构特征、日变化特征及其形成机制，并探讨了
656 不同强度海岸边界层低空急流对广东三大地形降水中心区域的降水分布、强度及
657 日变化的影响，得出以下结论：

658 （1）基于本文提出的低空急流四个等级判定标准，粤西海岸地区低空急流

659 累计发生概率为 21.2%，其中 1-3 级低空急流发生概率较高，4 级低空急流较为
660 罕见。大部分（77.1%）低空急流的风速不超过 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，84.7%的低空急流风向
661 为西南风，急流下方风速垂直切变大部介于 $(5\sim 25) \times 10^{-3}$ 之间。低空急流中
662 心最大风速出现的高度呈现出双峰结构，主峰值出现在 400 m~900 m 高度，次
663 峰值出现在 1800 m~2200 m 高度。低空急流大部分出现在 1 km 以内的边界层，
664 比例可达 58.8%~77.3%。随着急流强度增强，边界层急流占比增大，天气急流
665 占比减小。

666 (2) 天气急流发生频数表现为夜间单峰结构，天气急流的强度越强，其峰
667 值时间出现得更早。边界层急流发生频数为双峰结构，夜间主峰值出现在上半夜
668 至早晨，其形成与局地海陆风触发的惯性振荡机制有关，白天次峰值主要出现在
669 下午。合成分析结果表明，1 级、2 级边界层急流日的合成风速日变化以夜间单
670 峰结构为主，惯性振荡作用起主导。3 级、4 级边界层急流日合成风速除了由惯
671 性振荡造成的夜间峰值以外，在白天下午时段也存在强峰值。近地面附近的低纬
672 亚洲大陆低压与西北太平洋洋面高压两个高低值系统间的压力差对不同强度粤
673 西海岸边界层急流形成起着关键的作用，白天短波辐射加热导致的低纬亚洲大陆
674 低压加强是导致粤西海岸强边界层急流（3 级、4 级）午后加速的主要原因。

675 (3) 粤西海岸边界层急流对广东地形降水的影响机制复杂。在不同强度急
676 流背景下，不同动热力效应作用在不同尺度大小的地形上，三个子区域地形降水
677 演变特征有明显差异。粤中北部内陆和粤东沿海区域以大尺度山脉的迎风坡和山
678 脉上空的地形降水为主，当边界层急流越强，地形降水越强。此外，粤中北部内
679 陆强地形降水中心随着急流强度的增强而西北移，急流达到较强状态时（中心风
680 速在 12 m/s 及以上），地形降水中心趋于稳定。与之相反，粤东沿海强地形降
681 水中心落区总体稳定，但在 4 级强急流背景下，强地形降水会从山脉上空扩展到
682 南阳山脉背风侧。粤西海岸带孤立中小尺度地形对局地降水中心的形成起着重要
683 作用，迎风坡抬升处、下风方向山脉斜坡上空和背风坡尾流辐合区都是地形降水
684 高发区，强的地形降水须在合适低空入流风速（ $12\sim 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）背景下发生。

685 (4) 在粤中北部内陆区域，不同强度边界层急流影响下，该区降水均存在
686 下午和早晨双峰结构，降水下午峰强度约为早晨峰的两倍，且双峰降水强度均随
687 着急流强度加强而增大。在粤东沿海区域，1 级弱急流日情况下该区降水形成了

688 下午峰和清晨峰相当的双峰结构，随着急流强度的加强，低空急流在地形降水中的
689 的动力抬升强迫作用逐渐占主导，降水日变化的主峰出现时间由午后转为早晨，
690 且降水由双峰结构变为三峰结构。在粤西海岸区域，在 1 级、2 级弱急流日背景
691 下，地形降水虽较弱，仍可识别出傍晚至上半夜主峰和早晨次峰的双峰结构；在
692 3 级急流日，降水呈现中午单峰结构，较为特殊；在 4 级急流日，降水呈现三峰
693 结构，与低空急流的三次加速过程相适应。

694 本文的研究在一定程度上深化了华南海岸低空急流现象本身及其对地形降水
695 水影响的认识，为进一步准确预报华南地形强降水过程提供理论支撑。然而，本
696 文的研究仍存在一些不足。例如，天气急流和边界层急流均可影响华南降水的空
697 间分布和日变化（Du and Chen, 2019），本文尚未对华南海岸天气急流的日变
698 化形成机制及其对地形降水的影响机制展开详细讨论，相关工作有待完善。另一
699 方面，地形降水受地形和大气多尺度效应影响（郭欣等，2013；李嗣源等，2023；
700 钟水新，2020），由于 ERA5 再分析资料时空分辨率的限制，低空急流与中小尺
701 度地形间的复杂动力、热力相互作用过程尚未得到细致的分析。未来，我们计划
702 通过构建一组半理想数值试验（傅慎明等，2021），根据不同强度低空急流日的
703 合形势场来驱动高分辨率区域数值模式，在此基础上进一步揭示低空急流影响
704 下地形降水的精细演变特征及内在机理。

参考文献

- 706 Bai L, Chen, G, Huang Y, et al. 2021. Convection initiation at a coastal rainfall hotspot in South
707 China: Synoptic patterns and orographic effects [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 126 (24),
708 e2021JD034642. doi:10.1029/2021JD034642
- 709 包澄澜. 1986. 华南前汛期暴雨研究的进展[J]. *海洋学报*, 8 (1): 31–40. Bao Chenglan. 1986.
710 Progress on study of rainstorm in pre-flood season in South China [J]. *Acta Oceanol. Sinica* (in
711 Chinese), 8 (1): 31-40.
- 712 Bonner W D. 1968. Climatology of the low level jet [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 96(12): 833–850. doi:
713 10.1175/1520-0493(1968)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2
- 714 Bowen B M. 1996. Example of Reduced Turbulence during Thunderstorm Outflow [J]. *J. Appl.*
715 *Meteorol. Climatol.*, 35(6): 1028–1032. doi:10.1175/1520-0450(1996)035
716 <1028:EORTDT>2.0.CO;2
- 717 Blackadar A K. 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of
718 nocturnal inversions [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38(5): 283-290.
719 doi:10.1175/1520-0477-38.5.283
- 720 Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood:
721 Role of orography and moist processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126(9): 2369–2383. doi:
722 10.1175/1520-0493(1998)126<2369:NSOTPF>2.0.CO;2
- 723 Chen G T J, Wang C C, Lin D T W. 2005. Characteristics of low-level jets over northern Taiwan
724 in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events [J]. *Mon Wea Rev*, 133(1): 20-43.
725 doi:10.1175/MWR-2813.1
- 726 Chen G X, Iwasaki T, Qin H L, et al. 2014: Evaluation of the warm-season diurnal variability over
727 East Asia in recent reanalyses JRA-55, ERA-Interim, NCEP CFSR, and NASA MERRA [J]. *J.*
728 *Climate*, 27(14): 5517–5537. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00005.1
- 729 Chen G X, Lan R Y, Zeng W X, et al. 2018. Diurnal variations of rainfall in surface and satellite
730 observations at the monsoon coast (South China) [J]. *J. Climate*, 31(5): 1703–1724.
731 doi:10.1175/jcli-d-17-0373.1
- 732 陈楠, 胡明宝, 张桎桎, 徐芬. 2014. 利用风廓线雷达资料对南京地区低空急流的统计分析
733 [J]. *热带气象学报*, 30(03): 511–517. Chen Nan, Hu Mingbao, Zhang Chenchen, et al. 2014.
734 The Statistical analysis of low-level jet in Nanjing based on wind profiler data [J]. *J. Trop.*
735 *Meteor.* (in Chinese), 30(03): 511–517.
- 736 Chen X C, Zhao K, Xue M, et al. 2015. Radar-observed diurnal cycle and propagation of
737 convection over the Pearl River Delta during Mei-Yu season [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*,
738 120(24): 12557–12575. doi:10.1002/2015JD023872
- 739 Chen X C, Zhang F Q, Zhao K. 2017. Influence of monsoonal wind speed and moisture content on
740 intensity and diurnal variations of the Mei-Yu season coastal rainfall over South China [J]. *J.*
741 *Atmos. Sci.*, 74(9): 2835–2856. doi:10.1175/JAS-D-17-0081.1
- 742 Chen Y L, Chen X A, Zhang Y X. 1994. A Diagnostic Study of the Low-Level Jet during
743 TAMEX IOP 5 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122(10): 2257–2284.
744 doi:10.1175/1520-0493(1994)122<2257:ADSOTL>2.0.CO;2
- 745 Colle B A, Wolfe J B, Steenburgh W J, et al. 2005. High-Resolution Simulations and
746 Microphysical Validation of an Orographic Precipitation Event over the Wasatch Mountains
747 during IPEX IOP3 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(10): 2947-2971. doi: 10.1175/MWR3017.1

748 Cui, C G, Zhou W, Yang H, et al. 2023. Analysis of the characteristics of the low-level jets in the
749 middle reaches of the Yangtze River during the mei-yu season. *Adv. Atmos. Sci.*, 40(4): 711–
750 724. doi:10.1007/s00376-022-2107-1

751 Ding Y H, Chan J C. 2005. The East Asian summer monsoon: an overview [J]. *Meteorol.*
752 *Atmospheric Phys.*, 89(1): 117-142. doi:10.1007/s00703-005-0125-z

753 Dong F, Zhi X F, Zhang L, et al. 2021. Diurnal variations of coastal boundary layer jets over the
754 northern South China Sea and their impacts on diurnal cycle of rainfall over southern China
755 during the early-summer rainy season [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 149(10): 3341-3363. doi:10.1175/
756 /mwr-d-20-0292.1

757 Doswell III C A, Ramis C, Romero R, et al. 1998. A diagnostic study of three heavy precipitation
758 episodes in the western Mediterranean region [J]. *Wea. Forecasting*, 13(1):102-124.
759 doi:10.1175/1520-0434(1998)013%3C0102:ADSOTH%3E2.0.CO;2

760 Du Y, Zhang Q H, Ying Y, et al. 2012. Characteristics of low-level jets in Shanghai during the
761 2008—2009 warm seasons as inferred from wind profiler radar data [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*,
762 90(6): 891-903. doi:10.2151/jmsj.2012-603

763 Du Y, Zhang Q H, Chen Y L, et al. 2014. Numerical simulations of spatial distributions and
764 diurnal variations of low-level jets in China during early summer [J]. *J. Climate*, 27(15):
765 5747–5767. doi:10.1175/JCLI-D-13-00571.1

766 Du Y, Chen G X. 2019. Climatology of low-level jets and their impact on rainfall over southern
767 China during the early-summer rainy season [J]. *J. Climate*, 32(24): 8813-8833.
768 doi:10.1175/JCLI-D-19-0306.1

769 Du Y, Chen G X, Han B, et al. 2020a. Convection initiation and growth at the coast of South
770 China. Part I: Effect of the marine boundary layer jet [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 148(9): 3847–3869.
771 doi:10.1175/MWR-D-20-0089.1

772 Du Y, Chen G X, Han B, et al. 2020b. Convection initiation and growth at the coast of South
773 China. Part II: effects of the terrain, coastline, and cold pools [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 148(9):
774 3871–3892. doi:10.1175/MWR-D-20-0090.1

775 Du Y, Shen Y A, Chen G X. 2022. Influence of coastal marine boundary layer jets on rainfall in
776 South China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 39(5): 782–801. doi:10.1007/s00376-021-1195-7

777 傅慎明, 麦子, 孙建华, 等. 2021. 长生命史青藏高原东移对流系统的半理想模拟研究[J]. *中*
778 *国科学: 地球科学*, 51(12): 2079-2097. Fu S M, Mai Z, Sun J H, et al. 2021. A
779 semi-idealized modeling study on the long-lived eastward propagating mesoscale convective
780 system over the Tibetan Plateau [J]. *Science China Earth Sciences (in Chinese)*, 64(11): 1996–
781 2014. doi: 10.1007/s11430-020-9772-1

782 郭欣, 郭学良, 付丹红, 等. 2013. 钟形地形动力抬升和重力波传播与地形云和降水形成关系
783 研究[J]. *大气科学*, 37(4): 786-800. GUO X, GUO X L, FU D H, et al. 2013. Relationship
784 between Bell-Shaped Terrain Dynamic Forcing, Mountain Wave Propagation, and Orographic
785 Clouds and Precipitation[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(4):
786 786-800. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12114

787 何婧, 卢楚翰, 谢韶青, 等. 2018. 南京风廓线雷达测量性能评估及应用初探[J]. *气象科学*,
788 38(03): 406–415. He Jing, Lu Chuhan, Xie Shaoqing, et al. 2018. Assessing the performance
789 of wind profile radar in Nanjing and its application [J]. *Journal of the Meteorological Sciences*
790 (in Chinese), 38(3): 406–415. doi:10.3969/2017jms.0052

791 黄士松. 1981. 暴雨过程中低空急流形成的诊断分析[J]. 大气科学, 5(2): 123–135. Huang
792 Shisong. 1981. A diagnostic analysis of the formation and variation of the low-level jet during
793 heavy-rain processes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 5(2): 123–135.
794 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1981.02.02

795 Hoffmann L, Günther G, Li D, et al. 2019. From ERA-Interim to ERA5: The considerable impact
796 of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations [J]. Atmospheric
797 Chem. Phys., 19(5): 3097–3124. doi:10.5194/acp-19-3097-2019

798 Houze, R. A. 2012. Orographic effects on precipitating clouds [J]. Rev. Geophys., 50(1).
799 doi:10.1029/2011RG000365

800 Jiang Z N, Zhang D L, Xia R D, et al. 2017. Diurnal Variations of Presummer Rainfall over
801 Southern China [J]. J. Climate, 30(2), 755–773. doi:10.1175/JCLI-D-15-0666.1

802 Kong H, Zhang Q H, Du Y, et al. 2020 Characteristics of coastal low-level jets over Beibu Gulf,
803 China, during the early warm season [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 125(14): e2019JD031918.
804 doi:10.1029/2019JD031918

805 李博, 刘黎平, 赵思雄, 等. 2013. 局地低矮地形对华南暴雨影响的数值试验 [J]. 高原气象,
806 32(6): 1638–1650. Li Bo, Liu Liping, Zhao Sixiong, et al. 2013. Numerical experiment of the
807 effect of local low terrain on heavy rainstorm of South China [J]. Plateau Meteorology (in
808 Chinese), 32(6): 1638–1650. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00156

809 Li H Q, Huang Y J, Hu S, et al. (2021). Roles of terrain, surface roughness, and cold pool
810 outflows in an extreme rainfall event over the coastal region of South China [J]. J. Geophys.
811 Res. Atmos., 126(23): e2021JD035556. doi:10.1029/2021JD035556

812 李嗣源, 郭学良, 唐洁, 等. 2023. 青藏高原东南局地山谷风环流在一次地形云和降水形成中
813 的作用[J]. 大气科学, 47(5): 1576–1592. Li S Y, Guo X L, Tang J, et al. 2023. Role of Local
814 Mountain-Valley Wind Circulation in the Formation of an Orographic Cloud and Precipitation
815 Event on the Southeastern Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in
816 Chinese), 47(5): 1576–1592. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21257

817 Li X, and Du Y. 2021. Statistical relationships between two types of heavy rainfall and low-level
818 jets in South China [J]. J. Climate, 34(21), 8549–8566. doi:10.1175/JCLI-D-21-0121.1

819 Liu B Q, Chen G X, Zeng W X, et al. 2022. Diurnal Variations of Southerly Monsoon Surge and
820 Their Impacts on East Asian Summer Rainfall [J]. J. Climate, 35(1): 159–177.
821 doi:10.1175/JCLI-D-21-0372.1

822 刘鸿波, 何明洋, 王斌, 等. 2014. 低空急流的研究进展与展望[J]. 气象学报, 72(2): 191–206.
823 Liu Hongbo, He Mingyang, Wang Bin, et al. 2014. Advances in low-level jet research and
824 future prospects [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72(2): 191–206. doi:
825 10.11676/qxxb2014.022

826 Lin Y L, Chiao S, Wang T A, et al. 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall
827 [J]. Wea. Forecasting, 16(6): 633–660.
828 doi:10.1175/1520-0434(2001)016<0633:SCIFHO>2.0.CO;2.

829 Liu X, Luo Y L, Guan Z Y, et al. 2018. An extreme rainfall event in coastal south China during
830 SCMREX-2014: Formation and roles of rainband and echo trainings [J]. J. Geophys. Res.
831 Atmos., 123(17): 9256–9278. doi:10.1029/2018JD028418

832 Liu X, Luo Y L, Huang L, et al. 2020. Roles of double low-level jets in the generation of
833 coexisting inland and coastal heavy rainfall over south China during the presummer rainy
834 season [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 125(18): e2020JD032890. doi:10.1029/2020JD032890

835 Liu X Y, Chen G X, Zhang S J, et al. 2023. Formation of low-level jets over southern China in the
836 mei-yu season [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 40(10): 1731–1748. doi:10.1007/s00376-023-2358-5

837 Luo Y L, Zhang R H, Wan Q L, et al. 2017. The Southern China Monsoon Rainfall Experiment
838 (SCMREX) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98(5): 999–1013. doi:10.1175/BAMS-D-15-00235.1

839 Miao Y C, Guo J P, Liu S H, et al. 2018. The climatology of low-level jet in Beijing and
840 Guangzhou, China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(5): 2816–2830. doi:10.1002/
841 2017JD027321

842 Pham N T, Nakamura K, Furuzawa F A, et al. 2008. Characteristics of low level jets over
843 Okinawa in the Baiu and post-Baiu seasons revealed by wind profiler observations [J]. *J.*
844 *Meteor. Soc. Japan*, 86(5): 699-717. doi:10.2151/JMSJ.86.699

845 Ralph F M, Neiman P J, Rotunno R. 2005. Dropsonde observations in low-level jets over the
846 Northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: mean vertical-profile and
847 atmospheric-river characteristics [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(4): 889-910.
848 doi:10.1175/MWR2896.1

849 Ralph F M, Neiman P J, Wick G A. 2004. Satellite and CALJET aircraft observations of
850 atmospheric rivers over the Eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98 [J]. *Mon.*
851 *Wea. Rev.*, 132(7): 1721-1745. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2

852 Rao X N, Zhao K, Chen X C, et al. 2019. Influence of synoptic pattern and low-level wind speed
853 on intensity and diurnal variations of orographic convection in summer over Pearl River Delta,
854 South China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124(12): 6157–6179. doi:10.1029/2019JD030384

855 Rao X N, Zhao K, Chen X C, et al. 2022. Roles of multi-scale orography in triggering nocturnal
856 convection at a summer rainfall hotspot over the South China coast: A case study [J]. *J.*
857 *Geophys. Res. Atmos.*, 127(12): e2022JD036503. doi:10.1029/2022JD036503

858 Shu Z R, Li Q S, He Y C, et al. 2019. Investigation of low-level jet characteristics based on wind
859 profiler observations [J]. *J. Wind. Eng. Ind. Aerodyn.*, 174: 369-381.
860 doi:10.1016/j.jweia.2018.01.035

861 Sinclair M R, Wratt D S, Henderson R D, et al, 1997. Factors affecting the distribution and
862 spillover of precipitation in the Southern Alps of New Zealand—A case study [J]. *J. appl.*
863 *meteo.*, 36(5): 428 - 442. doi:10.1175/1520-0450(1997)036<0428:FATDAS>2.0.CO;2

864 陶诗言. 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 52–53. Tao S Y. 1980. Rainstorm in
865 China [M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 52–53.

866 Wei W, Wu B G, Ye X X, et al. 2013. Characteristics and mechanisms of low-level jets in the
867 Yangtze River Delta of China [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 149(3): 403-424.
868 doi:10.1007/s10546-013-9852-8

869 Wang H, Luo Y L, Jou J D. 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an
870 extreme rainfall event during SCMREX: observational analysis [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*,
871 119(23): 13206-13232. doi:10.1002/2014JD022339

872 Wu M W, Luo Y L. 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a
873 warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland
874 during pre-summer rainy season of 2015 [J]. *J. Meteorol. Res.*, 30(5), 719–736.
875 doi:10.1007/s13351-016-6089-8

876 伍志方, 曾沁, 吴乃庚, 等. 2011. 广州“5.7”高空槽后和“5.14”槽前大暴雨过程对比分析[J].
877 *气象*, 37(7): 838–846. Wu Zhifang, Zeng Qin, WU Naigeng, et al. 2014. Contrast analysis of
878 two torrential rain processes under the 7 May post trough and the 14 May prior trough in 2010

879 in Guangzhou [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37(7): 838–846. doi:
880 10.7519/j.issn.1000-0526.2011.7.008
881 Yin J F, Zhang D L, Luo Y L, et al. 2020. On the extreme rainfall event of 7 May 2017 over the
882 coastal City of Guangzhou. Part I: impacts of urbanization and orography [J]. Mon. Wea. Rev.,
883 148(3): 955-979. doi:10.1175/MWR-D-19-0212.1
884 张建涛, 王敏仲, 何清, 等. 2020. 塔克拉玛干沙漠腹地夏季夜间低空急流变化特征[J]. 中国
885 沙漠, 40(05): 89–100. Zhang Jiantao, Wang Minzhong, He Qing, et al. 2020. Variation
886 characteristics of nocturnal low-level jet in summer over the hinterland of Taklimakan Desert
887 [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 40(05): 89–100.
888 doi:10.7522/j.issn.1000-694X.2020.00056
889 钟水新, 2020. 地形对降水的影响机理及预报方法研究进展[J]. 高原气象, 39(5): 1122–1132.
890 Zhong Shuixin, 2020. Advances in the study of the influencing mechanism and forecast
891 methods for orographic precipitation [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 39(5): 1122–1132.
892 doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00083

气 象 学
气 象 学
气 象 学
气 象 学