2 观测分析厄尔尼诺衰减早晚对南亚与青藏高原夏季降水和气温的影响
3 梁涵洲¹, 吴其冈^{2,3}, 任雪娟¹, 姚永红¹, 刘师佐^{2,3}
4 ¹南京大学 大气科学学院,南京 210023
5 ²复旦大学 大气与海洋科学系,上海 200438
6 ³海气系统监测与预测创新中心,珠海复旦创新研究院 珠海 518057

摘要

厄尔尼诺(El Niño)事件对东亚和南亚次年夏季降水影响及其机理已经得到 8 充分研究,但其对夏季青藏高原降水是否有显著影响还不清楚。本研究根据1950 9 年后El Niño事件次年衰减期演变速度,对比分析衰减早型与晚型El Niño事件对 10 南亚季风区与青藏高原夏季(6-9月)季节平均和月平均气候影响差异。结果显 11 示在衰减早型次年夏季热带太平洋海温转为拉尼娜(La Niña)型且持续发展, 12 引起Walker环流上升支西移,印度洋和南亚季风区上升运动加强,同时激发异常 13 西北太平洋反气旋(NWPAC),阿拉伯海异常气旋和伊朗高原异常反气旋性环流响 14 应,增加7-9月对流层偏南气流和印度洋水汽输送,导致南亚和高原西南侧降水 15 偏多。衰减晚型次年6-8月热带太平洋El Niño型海温仍维持,印度洋暖异常海温 16 显著,对应的印度洋和南亚季风区上升运动较弱,NWPAC 西伸控制南亚季风区, 17 阿拉伯海和中西亚分别呈现异常反气旋和气旋性环流,导致青藏高原西风加强, 18 水汽输送减少,南亚北部和高原降水一致偏少。结果表明:(1) El Niño显著影 19 响次年青藏高原西南部夏季季节和月平均降水与温度,是印度和高原西南部夏季 20 降水显著相关的重要原因: (2) El Niño衰减快慢速度对南亚和青藏高原西南部 21 夏季季节内降水的影响有着重要差异。 22

23 关键词 衰减厄尔尼诺; 南亚夏季风; 青藏高原; 夏季降水; 西北太平洋反气旋

24 稿件编号: 2020141C

7

25 文章编号: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.20141

收稿日期 2020-08-31; **网络预出版日期** 作者简介 梁涵洲, 男, 在读硕士生, 主要从事气候变化研究。E-mail: supertyphoon1995@163.com 通讯作者 吴其冈, E-mail: qigangwu@fudan.edu.cn 资助项目 国家自然科学基金项目 91837206

- Impacts of decay of different El Niño types on boreal summer rainfall and
 surface air temperature in the South Asian Monsoon region and Tibetan Plateau
- 29 LIANG Hanzhou¹, WU Qigang^{2,3}, REN Xuejuan¹, YAO Yonghong¹, and LIU
- 30 ShiZuo^{2,3}
- ³¹ ¹School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China
- ²Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University, Shanghai
 200438, China
- ³China Innovation Center of Ocean and Atmosphere System, Zhuhai Fudan
 Innovation Research Institute, Zhuhai, 518057, China
- 36

Abstract

Impacts of El Niño events on boreal summer rainfall over the East Asian Monsoon 37 and South Asian Monsoon (SAM) regions and the associated mechanisms have been 38 extensively examined. Nevertheless, the varying impacts of an El Niño on the Tibetan 39 40 Plateau (TP) regional seasonal and monthly rainfall and circulation have not been systematically examined. Based on the timing of El Niño decay with respect to the 41 boreal summer season, El Niño decay phases are classified into two types in this study 42 using 1950-2018 sea surface temperature (SST) data, which are as follows: (1) early 43 44 decay and (2) late decay. If El Niño decays below the threshold before spring, a La Niña sea surface temperature anomaly (SSTA) pattern usually develops during 45 summer with increasing anomaly amplitudes from June to September, which causes 46 47 an enhanced westward shift of the Walker circulation with a strong ascending branch 48 over the tropical Indian Ocean (TIO) and the SAM, and induces concurrent heavy rainfall over the SAM and southwestern TP area from July to September. Meanwhile, 49 the developing La Niña SSTA forces a response of the anomalous North Western 50 Pacific anticyclonic (NWPAC), an anomalous cyclonic circulation over the Arabian 51 52 Sea and an anticyclonic circulation over the Western Asian region, which induce a 53 strengthening southerly wind anomaly, enhance water vapor transport to the Indian 54 and TP regions from tropical Indian Ocean, and thus increase summer precipitation 55 over northern India and southwestern TP.

In contrast, if El Niño decays below the threshold after September, the eastern Pacific 56 El Niño SSTA pattern and strong SST warming over the tropical Indian Ocean persists 57 in June to July, then gradually weakens from August to September. This causes the 58 anomalous ascending branch of the Walker circulation over the eastern TIO with a 59 weak ascending branch over the western TIO and SAM, an anomalous eastwardly 60 extended NWPAC, an anomalous anticyclonic circulation over the Arabian Sea and an 61 62 cyclonic circulation over the Western and Central Asian region, which induce a strengthening westerly wind anomaly and reduces water vapor transport over the TP. 63 The above responses result in deficient rainfall and warm surface temperatures in the 64 central and northern SAM regions in June, but relatively increased rainfall and cool 65 SAT in most of the SAM region during August and September. This coincides with 66 dryness over northeastern India and the southwestern TP in June, and then with 67 increasing precipitation over northwestern India and the western TP in September. 68

Our results demonstrate that the decaying El Niño has a significant impact on summer seasonal and monthly precipitation and temperature over the TP, which may explain the positive correlation of precipitation between Indian and southwestern TP recently discussed in some studies. Our results also suggest that the differences in an El Niño decay phase have strong impacts on the seasonal and intraseasonal rainfall over the SAM region and over the southwestern TP.

75

Keywords decaying El Niño; South Asian Summer Monsoon; Tibetan Plateau;
 summer precipitation; Northwest Pacific Anticyclonic

- 78
- 79
- 80

- 81
- 82

83 1 引言

南亚季风区包括印度、孟加拉国、巴基斯坦、斯里兰卡、尼泊尔、不丹等南 84 亚次大陆大部,受到季风的影响,这里有全年降水集中在夏季(6-9月)的特点, 85 同时夏季平均气温也相对较高。青藏高原(简称高原)及其周边区域被誉为"亚 86 洲水塔", 是亚洲 12 条重要河流的发源地, 为包括南亚和中国超过 20 亿人口 87 提供了必需的水资源 (Immerzeel et al., 2010) 。高原和周边喜马拉雅山地区的降 88 水量夏季降水占年度总数的60-90% (Maussion et al., 2012; Turner et al., 2012),其 89 变化很大可能会对气候和社会经济产生重大影响。尤其高原西部和西南部及其喜 90 马拉雅山南麓属于半干旱地区, 生态系统脆弱, 过去几十年冰川退化和冻土消融 91 (Yao et al., 2012)。由于高海拔地形动力作用,该地区降水过程可以激发下游 92 天气系统发展(Tao et al., 1981; Wu et al., 1998; Maussion et al., 2014), 发生的对流 93 94 不稳定发展和东传以后可以引起东亚极端降水和洪涝发生 (Sugimoto and Ueno, 2010; Chen et al., 2012). 95

ENSO(El Niño/Southern Oscillation, 厄尔尼诺-南方涛动)是热带海气耦合 96 97 年际变率最主要的模态,对东亚和南亚夏季风的变率有显著影响(Shukla and Mooley,1987; Zhang et al.,1996; Soman and Slingo, 1997; Wang et al., 2000)。 厄尔尼 98 诺(El Niño) 影响东亚气候的重要纽带之一是北太平洋异常反气旋 (Northwest 99 Pacific Anomalous Anticyclone, NWPAC) (Zhang et al., 1996; Wang et al., 2000, 100 2003; Yang et al., 2007; Xie et al., 2009; Chen et al., 2012; Hu et al., 2014)。该异常 101 环流从El Niño 年秋季开始发展,可以由多种机制维持到次年夏季,造成夏季长 102 江中下游流域的降水增多(见 Xie et al. 2016; 张人禾等, 2017; Li et al. 2017; 103 Wang et al., 2017 等回顾)。在El Niño 衰退年夏季, NWPAC北侧伴随着一对异 104

105 常气旋和反气旋环流,并与NWPAC 构成东亚-太平洋 (East-Pacific, EAP) 或者
106 太平洋—日本 (Pacific-Japan, PJ) 型遥相关 (Nitta, 1987, Huang and Sun, 1992;
107 Huang and Wu, 1998; 黄荣辉等, 1998; 黄荣辉和张人禾, 2001; Xie et al., 2016) 波
108 列,可由热带印度洋 (黄刚和胡开明, 2008; Xie et al., 2009; Wu et al. 2009, 2010)
109 暖海温异常激发出东传的赤道Kelvin波,及赤道中东太平洋冷海温异常 (Chen et al., 2016; Li et al., 2017)通过抑制对流活动激发下传Rossby波等机制产生。

El Niño 主要通过影响Walker环流, Hadley环流和 NWPAC等, 进而导致南亚 111 夏季降水异常。在El Niño发展年夏季,赤道中东太平洋海温增暖引起Walker环流 112 的向东移动,使得先前位于印度洋西岸的下沉支东移,东移的Walker环流可能增 113 强了位于南亚季风区的经向Hadlev环流下沉支,共同抑制了南亚对流活动,导致 114 当地的降水偏少与气温偏高 (Shukla and Wallace, 1993; Soman and Slingo, 1997; 115 116 Krishna Kumar et al., 1999; Goswami, 1998; Lau and Wu, 2001; Gill, 2015)。在El Niño事件衰减期夏季,赤道中东太平洋海温暖海温消亡引起前期偏东的Walker 117 环流重新向西移动,但NWPAC西伸控制孟加拉湾与南亚季风区,导致南亚季风 118 区上升运动接近常年或有所偏强 (Chowdary et al., 2016),有利于南亚季风区降 119 水则总体接近常年或略偏多(Zheng et al., 2011; Chowdary et al., 2012), 北部降水 120 可能偏少(Chowdary et al., 2016)。 121

122 不同El Niño事件衰减速度有明显差异。Bejarano et al. (2008)根据时间频谱,
123 将事件分为衰减较快的准两年周期型与衰减较慢的低频型,并指出这两类事件分
124 别由海洋纬向平流异常的反馈机制和热带太平洋热含量缓变的充放电振子机制
125 起占主导作用。Yun et al. (2015)发现北太平洋高压在ENSO时间演变里起到重
126 要作用,北太平洋高压偏强导致准两年周期型El Niño事件在春夏季快速衰减。

另外, Lengaigne et al. (2010) 根据IPCC-AR4模拟结果发现, El Niño衰减期时间 127 演变与事件强度有一定联系,极强El Niño事件的衰减较慢,而中等强度事件衰减 128 较快。Xie et al. (2018)进一步发现,在次年2-4月,极强El Niño事件在赤道东 129 太平洋地区存在深对流活动与降水增加,导致信风减弱并抑制上升流,因而衰减 130 较慢;而中等强度El Niño事件则无明显对流活动,主要由风-蒸发-海温反馈机制, 131 增强赤道东太平洋及以南洋区的东南风与上升流,因而快速衰减。过去研究显示 132 El Niño衰减阶段夏季NWPAC具有明显的季节内变化(唐颢苏等, 2019),和中国夏 133 季降水季节内变化显著关联(黄平和黄荣辉, 2010),并且El Niño衰减早晚对印 134 135 度和中国东部夏季降水影响明显不同(Chowdary et al., 2016; Zhou et al., 2019; Jiang et al. 2019). 136

目前我国大量的研究集中在El Niño对东亚大气环流和东部夏季降水的滞后 137 138 影响 (见 Xie et al., 2016; 张人禾等, 2017回顾性论文), 很少检查其对青藏高 原(尤其是对高原西部和西南部地区)夏季降水的影响。早期研究显示ENSO对 139 雅鲁藏布江中西段在内的西藏高原中西部地区6-8月夏季降水有一定影响(周顺 140 武等, 2001; 普布卓玛等, 2002)。在高原北部, 仅西南和西部区域8月份降水和 141 ENSO 指数呈现显著相关(Cuo et al., 2013)。近期研究表明ENSO通过影响孟加 142 拉湾水域海温和印度季风强度影响了海洋水汽向青藏高原的传输以及降水过程, 143 可以影响高原西北部降水(Yang et al., 2018)。 144

145 青藏高原东部观测站点较多,其降水变率研究较多(见回顾性论文,周天军
146 等,2019),高原东部水汽输送和降水主要受南亚季风和北大西洋涛动等的大气
147 环流(Feng and Zhou, 2012; Wang et al., 2013),以及赤道印度洋东南部海温异
148 常等显著影响(Jiang and Ting, 2017)。相对的,高原西部站点观测资料较少,

149 其降水变率过去较少受到关注。近期研究表明夏季印度中东部发展起来的深对流
150 系统可以通过"抬升-翻越"机制,在对流层中层西南风的引导下越过喜马拉雅山,
151 增加高原西南部水汽输送和降水,因而印度次大陆中东部和青藏高原西南部的降
152 水变化高度相关(Dong et al., 2016, 2018)。南亚夏季降水和青藏高原夏季降水的相
153 关性要明显大于和中国东部夏季降水的相关(高东和牛海山, 2018)。

154 本文从三方面检查El Niño事件次年衰减期对南亚和青藏高原夏季降水与气
155 温的影响。首先,研究旨在揭示El Nino事件对次年青藏高原西南部降水的显著
156 影响。其次,我们从El Nino这一影响亚州气候最主要的年际变率强迫因子出发,
157 揭示夏季印度和青藏高原西南部夏季降水显著正相关的可能成因。最后,我们进
158 一步对比不同时间演变速率的El Niño事件类型对南亚季风区和青藏高原夏季月
159 平均降水气温的不同影响,有助理解上述区域降水气温季节内差异成因机制。

- 160
- 161 2 资料和方法
- 162 2.1 资料



本研究所采用 1950-2018 年以下资料,(1) 美国全球降水气候中心(GPCC) 163 的陆地降水资料(Schneider et al., 2018), 空间分辨率为 1.0°×1.0°; (2) 英国气候 164 研究小组(CRU)的最新版高分辨率地表气温资料(Harris et al., 2014), 空间分辨 165 率为 0.5°×0.5°; (3) 美国 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996) 中月平 166 均大气环流物理量场,包括多层面矢量风场、水汽湿度,500hPa垂直速度等,空 167 间分辨率为2.5°×2.5°;(4)美国 ERSSTv5 重建月平均海表温度资料 (Huang et al., 168 2017), 空间分辨率 2°×2°; (5) 1974-2019 年 NOAA 的月平均向外长波辐射通量 169 (Outgoing Long-wave Radiation, OLR) 资料 (Liebmann and Smith, 1996), 空间 170

分辨率 2.5°×2.5°。研究区域集中在南亚季风区和青藏高原地区,夏季定义为每
年 6-9 月(June-September, JJAS),期间降水占以上区域全年总降水量的 60-90%。
我们也采用了 1951-2007 年日本 APHRODITE (Asian Precipitation-Highly
Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources)
(Yatagai et al., 2012)高分辨率的亚洲陆地降水数据集,降水合成结果和 GPCC
很接近,说明这里的主要结论不受使用资料的影响。

177 2.2 研究方法与 El Niño 事件分类

本研究所主要采用合成分析,假定所合成的年份与气候态两类样本有相同的 178 标准差 o, 采取 t 检验标准进行双样本双侧显著性检验。依据 ERSSTv5 海表温度 179 资料所计算的海洋性 El Niño 指数(Oceanic Niño Index, ONI)时间演变,将 180 1950-2018 年的 El Niño 事件进行定义与具体分类。本研究沿用了美国气候预测 181 中心(Climate Prediction Center, CPC)对 El Niño 事件的定义,即将季节滑动平 182 均的 ONI 指数(即 Nino3.4 区(5°S-5°N and 120°-170°W)的季节平均 SSTA)连 183 续 5 个月超过+0.5℃的情形定义为一次 El Niño 事件。在此基础上,当处在一次 184 El Niño 事件衰减期阶段时,若 3-5 月平均 ONI 指数与随后三个月的指数持续低 185 于+0.5℃,则判定为处在衰减早型 El Niño 事件夏季,共13年;反之为衰减晚型 186 El Niño 事件夏季, 共8年。如果当年春季到秋季不处在 ENSO 事件状态, 则规 187 定为气候态年份,共17年。表一列出具体的分类年份。 188

- 189
- 190
- 191
- 192





223 研究时段选取的影响。

另外, Jiang et al. (2019) 根据 1960-2010 年 El Niño 事件次年 JJA(1) Nino4 224 区 (5°S-5°N and 160°E-150°W) SSTA 是否为小于或大于 0℃,分别归类为快衰 225 减型和慢衰减型,从而比较这两类衰减事件中 NWPAC 的异同及其可能机制。虽 226 然所用资料时间长度以及分类标准不同,本文表1中El Niño 衰减早晚型分类事 227 件和 Jiang et al. (2019) (他们的表 1) 中 El Niño 衰减快慢型分类年份有许多重 228 229 230 3 南亚季风区与青藏高原夏季平均降水与气温响应及其成因 231 图 2 给出 El Niño 衰减期,两类时间演变型事件的南亚季风区与青藏高原季 232 节平均降水和气温合成结果。衰减早型(图 2a)巴基斯坦,印度大部分地区, 233 孟加拉国北部和不丹、喜马拉雅山南麓与青藏高原西南部降水显著增加,而和孟 234 加拉国接壤的印度本土东北部地区降水明显减少。在气温响应方面,衰减早型(图 235 2b)南亚季风区和青藏高原均没有明显异常,总体接近气候平均。而在衰减晚型 236 (图 2c),各区域降水明显少于衰减早型,其中南亚降水呈现印度南部地区相对 237 偏多, 而巴基斯坦, 印度北部和孟加拉国相对偏少的南北向偶极型异常, 青藏高 238 原 80°E 以西降水有显著增加。在大约 28°N 以南印度和孟加拉国地区气增温显 239 著,而青藏高原西部则有明显偏冷。基本上,图2中南亚季风区季节平均降水及 240 温度响应特征分别似于 La Niña 和 El Niño 事件影响 (Shukla and Wallace, 1993; 241 Soman and Slingo, 1997; Lau and Wu, 2001; Gill, 2015)。我们结果则表明两类 El 242 Niño 衰减事件南亚北部和青藏高原西南部降水与温度异常有一致变化特征, El 243 Niño 衰减速度对南亚和青藏高原西南部减少影响对比明显。另外,图2显示 El 244

245 Niño 衰减期高原东部及北部季节平均降水和温度响应比较弱,均不显著,表明
246 El Niño 衰减期的显著影响主要集中在高原南部和西部。



247

图 2 南亚季风区与青藏高原夏季季节平均衰减早型(a)、衰减晚型(c)的降水距平(填色, 248 单位: mm month⁻¹),与衰减早型(b)、衰减晚型(d)的地表气温距平(填色,单位:K) 249 250 合成分析。打点区域为通过 0.10 显著性水平检验区域。绿色线条为 3000m 海拔等高线。 Fig. 2 Composite of boreal summer mean precipitation anomalies (shaded, unit: mm month⁻¹) in (a) 251 252 the early decaying type, and (c) the late decaying El Niño type. Bottom panels show mean surface 253 air temperature anomalies (shaded, unit: K) in (b) the early decaying and (d) late decaying type over the SAM and TP regions. The dots indicate areas that pass a statistical significance test at the 254 0.10 significance level. The green solid line is the 3000m elevation contour. 255

256

257 为进一步分析图 2 中南亚季风区和青藏高原夏季平均降水与气温异常成因,

图 3 给出了相关的季节平均海温与 700 hPa 风场异常的合成分析,同时标出了 258 EAP 遥相关波列中心,阿拉伯海,中亚和西亚等地区的异常气旋或者反气旋环 259 流响应活动中心。图 3a 表明, 衰减早型在赤道中东太平洋(热带西北太平洋和 260 海洋性大陆)呈现显著的冷却(增暖),表明夏季热带太平洋已转变为类 La Niña 261 型海温模态, La Niña 事件正在发展中, 这和 Jiang et al. (2019) 衰减快型事件中 262 的次年夏季海温异常类似。而春季印度洋东北部没有显著海温异常 (图略),夏 263 季热带印度洋北部开始增暖,同时赤道西印度洋出现显著冷海温异,700 hPa 风 264 场显示赤道太平洋到孟加拉湾东风异常显著。图 3a 中 NWPAC 和位于东亚北部 265 的异常反气旋比较明显,但位于东海和日本列岛的气旋性环流较弱,而北部异常 266 反气旋主要位于东北亚内陆,其西南侧覆盖青藏高原东北地区。尽管由于分类标 267 准和季节定义不同,图 3a 和 Jiang etal. (2019)快衰减型 El Niño 中 JJA (1) 异常 268 NWPAC 相似,其西侧的西南风到达 35°N 以北地区。过去研究表明,热带中东 269 太平洋的冷海温异常和东北印度洋暖海温异常,及西北太平洋及其海洋性大陆地 270 区海温异常对 NWPAC 和 EAP 遥相关响应可能均有贡献(Xie et al., 2009; Wu et al. 271 2009, 2010; Chen et al., 2016; Li et al., 2017; Tao et al., 2017; 唐颢苏等, 2019; 272 Jiang etal., 2019)。图 3b 中菲律宾以东负 OLR 异常及其北部海域正 OLR 异常均 273 偏小,说明以上两个海域夏季季节平均对流异常幅度均不大,只有赤道太平洋对 274 流异常显著减弱和热带印度洋对流异常显著增强(图 3b),表明以上区域对 275 NWPAC 异常可能作用较大。 276 277

278



图 3 (a,d):印度洋-太平洋区域夏季季节平均海表温度距平(填色,单位:K)与 700hPa
风场(矢量,单位:ms⁻¹,标出风速超过0.2ms⁻¹区域),(b,e):OLR(单位:Wm⁻²)、(c,
f): 500hPa 垂直速度(填色,单位:10⁻²Pa s⁻¹)、200hPa 速度势(等值线,单位:m²s⁻¹,间
隔: 5×10⁵m²s⁻¹)与辐散风(矢量,单位:ms⁻¹)在衰减早型(a-c)与衰减晚型(d-f)合成
分析。打点为海表温度距平与 500hPa 垂直速度通过 0.10显著性水平检验区域,加粗箭头表
明矢量风场至少一个分量通过 0.10显著性水平检验。(a,d)的异常气旋与反气旋分别用 C 与
AC 标记。

279

Fig. 3 (a, d) Composites of boreal summer mean SSTA (shaded, unit: K) and 700 hPa vector winds (vector, unit: m s⁻¹, magnitude exceeding 0.2m s⁻¹ are displayed), (b, e) OLR (unit: 10⁻²W

289	m ⁻²), (c, f) 500 hPa vertical velocity (shaded, unit: 10 ⁻² Pa s ⁻¹) and 200hPa velocity potential
290	(contour, unit: m^2s^{-1} , interval=5×10 ⁵ m ² s ⁻¹) during (a-c) early decaying and (d-f) late decaying
291	events in the Indian-Pacific Ocean. The dots indicate areas that SSTA and 500hPa vertical velocity
292	pass a statistical significance test at the 0.10 significance level, respectively. bold arrows indicate
293	that at least one component of vector wind passes the significance test at the 0.10 level.
294	Anomalous cyclones and anticyclones in (a, d) are marked by C and AC, respectively.
295	
296	一般 La Niña 海温异常年,热带东西太平洋呈现出较强的海温梯度异常,热
297	带印度洋对流强盛 (Boschat et al., 2012)。季节平均 200hPa 速度势和 500hPa 垂直

298 速度异常合成分析显示出, 衰减早型(图 3c)在赤道中东太平洋出现了显著的 异常下沉运动,而热带印度洋整个海盆到南亚季风区以及青藏高原西南部一带对 299 应出现了显著异常上升运动,表明在热带东太平洋类冷海温异常与热带西太平洋 300 及印度洋暖海温驱动下, Walker 环流增强, 上升支西移到印度洋, 其上升支异 301 常对应对流层高层在 60°E~80°E 的辐散中心,整体有利于南亚季风区和青藏高 302 原西南部上升运动增强。热带西北印度洋和印度西北地区高层辐散,低层辐合, 303 上升运动较强,有利于在以上地区对流层中低层 (500-700 hPa) 出现中心位于阿 304 拉伯海的异常气旋性环流响应(图 3a, 4a-b,以下简称阿拉伯海异常气旋)(Gill, 305 1980),该气旋性环流与 NWPAC 共同作用,增加印度地区低层水汽辐合,同时 306 在印度北部和青藏高原西南部对流层中低层出现显著异常南风分量,增强印度洋 307 向以上地区的水汽输送(图 3a, 4a-b)。同时,印度洋的暖异常有利于水汽平流的 308 增强(Park et al., 2010)。这些作用使得南亚季风区与青藏高原南部夏季总体降水 309 偏多夏,气温相应接近常年。另外,在对流层 400-700hPa,在西亚地区有一中心 310

位于伊朗高原的异常反气旋环流(以下简称伊朗高原异常反气旋)响应(图 3a, 311 4a-c),这可能主要和印度夏季降水增加(图 2a)产生的非绝热加热强迫有关。 312 Ding and Wang (2005,他们的图 15a)指出,La Niña 事件发展年夏季印度降水增 313 加在中西亚地区西北侧对流层中高层造成异常反气旋环流,然后通过 Rossby 频 314 散沿着夏季急流激发环球遥相关(Circumglobal Teleconnection, CGT),影响东亚 315 和北半球中纬度气候。Wen et al. (2019) 进一步指出夏季 La Niña 事件发展年影 316 响东亚的一条途径是通过调制 Walker 环流,抑制印度降水和减少南亚夏季非绝 317 热加热,从而在伊朗高原至中亚上空和中国东北分布激发异常反气旋和气旋环 318 流。 319



320

321 图 4 南亚季风区与青藏高原衰减早型(a-c)与衰减晚型(d-f)的 600hPa(图 a、d)、500hPa
322 (b、e)与 400hPa(c、f)季节平均比湿(填色,单位: 10⁻²g kg⁻¹)与矢量风场距平(矢量,
323 单位: m s⁻¹,标出风速超过 0.2m s⁻¹区域)合成。图中打点区域为比湿通过 0.10 显著性水平
324 检验区域,加粗箭头表明矢量风场至少一个分量通过 0.10 显著性水平检验。红色线条为
325 3000m海拔等高线。



329	events over the SAM region and TP. The dots indicate areas that specific humanity pass the
330	significance test at the 0.10 level, bold arrows indicate that at least one component of vector wind
331	passes the significance test at the 0.10 level. The red solid line is the 3000m elevation contour.
332	\mathbf{X}
333	而在衰减晚型夏季(图 3d),尽管明显减弱,但仍呈现出赤道中东太平洋的
334	海温正距平和中太平洋海温负绝平,表明热带太平洋 El Niño 海温型仍在维持,
335	这也和 Jiang et al. (2019) 衰减慢型中的次年夏季海温异常一致。El Niño 强迫引
336	起的热带印度洋海温增暖从冬季持续到夏季(JJA(1)) (Du et al., 2009),热带印度
337	洋地区呈现远大于衰减早型的暖海温异常,因而具有更明显的印度洋电热器效应
338	(Xie et al., 2009, 2016)。由于热带东西太平洋海温梯度异常较小,热带印度洋对
339	流不如衰减早型强盛。以上热带太平洋和印度洋海温驱动的 Walker 环流下沉支
340	位于热带中西太平洋, 而异常上升运动中心只局限于热带印度洋东部, 南中国海
341	和印度尼西亚上空, 对应对流层高层在 90°E~110°E 的辐散中心, 南亚季风区
342	和青藏高原高层辐散较小,对流层低层上升运动偏弱,不利于降水增加,对应印
343	度中南部地区夏季平均气温偏高(图 2d)。
344	一般 El Niño 衰减年热带印度洋增暖激发出东传 Kelvin 波在西北太平洋对
345	流层低层引起 Ekman 辐散减弱对流活动,激发夏季 NWPAC 和 EAP /PJ 遥相关,
346	从而显著影响南亚和东亚气候 (Yang et al., 2007; Xie et al., 2009, 2016; Wu et al.,
347	2009, 2010; Li et al., 2017; Jiang et al., 2019),其中北印度洋较大增暖(图 3d)起
348	重要作用(黄刚和胡开明, 2008),而 NWPAC 异常西伸控制孟东北印度洋,其

349 南侧东风异常(图 3a-b)通过减弱蒸发,有利于热带北印度洋和南中国海海温进350 一步增暖,以上热带印度洋暖海温-NWPAC 耦合模是产生印度洋电热器效应的

重要机制 (Kosaka and Nakamura, 2010; Xie et al., 2016, 2017)。我们这里讨论的 351 El Niño 衰减晚年热带印度洋暖海温异常,及其印度洋暖海温-NWPAC 耦合机制 352 较一般衰减年更为显著,更有利于在热带西北太平洋对流层产生强盛的异常反气 353 旋环流(图 3d, 4d-f)和对流活动显著减弱(图 3e)(Chen et al., 2012), NWPAC 354 北侧的异常气旋较强, NWPAC 西侧的西南风主要在 30°N 以南, EAP/PJ 波列较 355 衰减早年(图 3a)明显,以上 EAP/PJ 特征和 Jiang etal. (2019) 中慢衰减型 El Niño 356 分类结果相似。另外, 在阿拉伯海西部和阿拉伯半岛东北地区对流层中层有显著 357 的下沉气流(图 3d),也有利于该地区对流层产生反气旋环流响应(图 3c,4d-f)。 358 综合以上两个机制,衰减晚年在阿拉伯半岛-阿拉伯海-印度西北部地区,700hPa 359 出现中心位于阿拉伯海的异常反气旋环流(以下简称为阿拉伯海异常反气旋)(图 360 3c),而在 400-600 hPa 阿拉伯海异常反气旋中心偏向阿拉伯半岛(图 4d-f)。这 361 362 和衰减早年夏季的阿拉伯海异常气旋响应(图 3a, 4a-c)形成鲜明对比。另外, 在中亚和西亚地区对流层有一以里海为中心的气旋性异常(以下简称里海异常气 363 旋),很可能是衰减年持续的 El Niño 海温异常强迫导致的热带西太平洋和西北 364 太平洋夏季降水减少(对应图 3e 中 OLR 显著增加) 激发的西太平洋-北美 365 (western Pacific-North America, WPNA)遥相关(Ding et al, 2011, 他们的图 2b) 的 366 一部分, 或者丝绸之路(the Silk Road pattern)型遥相关(Xie et al., 2016, 他们 367 的图 13b)的一部分。另外,在青藏高原北部,巴尔喀什湖,蒙古,贝加尔湖地 368 区有一以蒙古为中心的异常反气旋环流 (图 3c, 4d-f, 以下简称蒙古异常反气旋), 369 该反气旋可能也是西太平洋-北美遥相关的一部分(Ding et al., 2011), 或是丝绸 370 之路型遥相关(Xie et al., 2016)的一个活动中心,同时该反气旋位于 EAP 遥相 371 关中异常气旋活动中心的西侧。图 3-4 显示衰减晚型的 EAP 遥相关中 NWPAC 372

和北部气旋性环流,以及相应的菲律宾以东对流减弱幅度及其日本东南部海域对 373 流增强幅度,均明显强于衰减早型,NWPAC 西伸直接控制的印度东北部与孟加 374 拉湾北部沿岸, 阿拉伯海反气旋异常控制印度西北部, 造成这些区域降水显著偏 375 少和气温显著偏高。而西伸的 NWPAC 和阿拉伯海反气旋在印度中部地区交汇, 376 产生辐合,增加印度中南部降水(图 2c)。同时受到 NWPAC 北侧的异常偏西风, 377 阿拉伯海异常反气旋北侧的偏西风,以及中西亚地区里海异常气旋性环流南侧西 378 风气流的共同影响,青藏高原南部地区西风分量加强,热带印度洋水汽输送相对 379 较少(图 4d-f),不利于青藏高原西南部和南部降水增加。因而降水响应呈现南 380 381 亚中北部与青藏高原西南部降水一致偏少。

382 同时,图 3d 中 EAP 遥相关位于东海和日本列岛的气旋性环流明显覆盖中
383 国东北,华北和长江中下游和东海及日本海,东伸至阿留申群岛南部海域。该气
384 旋性环流西侧为蒙古异常反气旋性环流(图 3d, 4d-f),共同造成青藏高原东北部
385 没有降水增加。而青藏高原西部处于中心位于伊朗高原的气旋以及蒙古异常反气
386 旋交汇区,有利于降水发生和气温降低。

- 387
- 388 4 南亚季风区与青藏高原夏季降水与气温逐月响应

389 本节进一步讨论衰减期两类事件对南亚季风区和青藏高原地区逐月降水与390 气温响应,及对应的海温和环流异常。

391 4.1 衰减早型

392 图 5 和图 6 分别给出了两类事件的南亚和青藏高原夏季逐月降水及温度响应
393 的合成结果。衰减早型 6 月的降水响应(图 5a)呈现出南亚季风区中北部偏少,
394 以及西南部偏多的偶极子状态,这与 Gill (2015)在 El Niño 年 6 月的结论类似;

395 而在 7-9 月(图 5b-5d),南亚季风区大部转为降水偏多,这与衰减早型季节平均
396 响应类似,且逐月降水随着时间推移,有持续增强的趋势。对应的南亚季风区气
397 温表现为随时间推移的下降趋势(图 6a-d),其中 6 月大部分地区气温偏高但不
398 显著,在 7-8 月大部转为接近常年,而在 9 月有所下降,印度南部地区气温转为
399 偏低。图 5a-d 中南亚季风区印度月平均降水特征类似于 Chowdary et al. (2016)
400 研究中 1901-2012 年期间早衰减型厄尔尼诺对印度夏季降水影响结果。

In



402 图 5 南亚季风区与青藏高原衰减早型(a-d)与衰减晚型(e-h)依次的 6-9 月的降水(填色,

403 单位: mm month⁻¹)合成。打点为通过 0.10 显著性水平检验区域。

401

Fig. 5 Monthly composites of boreal summer precipitation anomalies (shaded, unit: mm month⁻¹) from June to September in early decaying type (a-d) and late decaying type (e-h) events over the SAM region and TP. The dots indicate areas that pass a statistical significance test at the 0.10



410 Fig. 6 Same as Fig. 5, except for the surface air temperature anomalies (shaded, unit: K).

412 青藏高原地区南部的降水和气温月平均响应差异更为明显,并且空间差异较
413 大。6月份整个青藏高原降水和温度都没有显著响应(图 5a, 6a),7月份在青藏
414 高原西南部和喜马拉雅山接壤处呈现显著的降水增加,和印度降水变化一致,同
415 时气温在青藏高原西端,巴基斯坦和印度西北部一致偏低(图 5b, 6b)。8-9月南亚
416 季风强盛时期,高原大部分地区降水增加明显和气温偏高,尤其是西南部 8-9月
417 降水增加,及8月高原东北部和9月份整个高原中部(大约 80°-95°E)增温显著
418 (图 5c-d, 6c-d)。

类似于对季节平均响应的分析,图 7-9 分别给出了不同时间演变型的逐月海 419 温与 700hPa 风场, OLR, 200hPa 速度势与 500hPa 垂直速度, 同时图 10 给出相 420 应的 500hPa 比湿与风场异常合成。图 7a 显示, 6 月阿拉伯海正异常比 5 月份(图 421 422 略)进一步减弱,赤道西印度洋出现冷海温异常,南中国海和热带西印度洋及南 半球热带西南太平洋开始出现正海温异常,赤道东太平洋负和北太平洋异常海温 423 进一步加强,赤道太平洋和热带西印度洋出现东风异常,热带西太平洋至热带西 424 印度洋东风异常尤为显著。7-8月,阿拉伯海正海温异常持续减弱,直至9月转 425 变为弱的负海温异常,同时赤道西印度洋冷海温异常持续(图 7b-d)。7-8 月份 426 热带东北印度洋和西太平洋正海温异常持续增强,但在9月有所减弱。而7-9月 427 中东太平洋负海温异常则持续增强。逐月演变(图 7a-7d)显示出热带太平洋类 428 La Niña 型海温异常在夏季持续发展,赤道太平洋的东风异常也在进一步增强。 429 同时,图 7a-c显示 6-8月 EAP 遥相关响应比图 3a 中的季节平均信号更为明显, 430 并逐渐向北推进,NWPAC于8月份北抬至中心位于中国东海。在 El Niño 衰减 431 年, EAP/PJ 遥相关和西北太平洋和热带太平洋和印度洋对流异常有很好的对 432

应关系 (Huang and Sun, 1992; Huang and Wu, 1998; 黄荣辉等, 1998; 黄荣辉和张 433 人禾, 2001; Xie et al., 2016; Jiang etal., 2019)。在6月, 南海至菲律宾以东海域 434 以及热带太平洋对流异常显著减弱,其东海至日本南部海域对流异常显著增强 435 (图 8a), 异常 EAP/PJ 遥相关相应较强; 在 7 月, 对流异常区域北移但有所缩小, 436 对应 EAP/PJ 遥相关响应北移,对流显著减弱(增强)主要在南海和菲律宾海北 437 部海域(日本以东海域), OLR 呈现西北太平洋—日本偶极子型 (图 8b)。在 8 月, 438 对流显著减弱集中在菲律宾以东海域和热带太平洋,日本以东和以南海域对流增 439 强区消散 (图 8c),相应的 EAP/PJ 遥相关响应中 NWPAC 和北部异常气旋环流 440 均比 6-7 月份偏弱(图 7a-7c)。 441



- and late decaying type (e-h) events in the Indian-Pacific Ocean. The dots indicate areas of SSTA
- 450 that pass a statistical significance test at the 0.10 level, bold arrows indicate that at least one
- 451 component of vector wind passes the significance test at the 0.10 level. Anomalous cyclones and
- 452 anticyclones are marked by C and AC, respectively.



456 Fig. 8. Same as Fig. 7, except for monthly OLR (shaded, unit: W m⁻²). The dots indicate areas of

457 OLR that pass a statistical significance test at the 0.10 level.

458

上述结果表明衰减早型,夏季 6-8 月份西北太平洋及其北部海域对流异常, 459 NWPAC 与 EAP 遥相关响应,表现出较强的季节内演变特征,这和过去研究结 460 果(黄平和黄荣辉, 2010; Xie et al., 2016; 唐颢苏等, 2019)一致, 只是过去这 461 些研究没有区分衰减早型和晚型。6-8月 NWPAC 和相应 EAP 遥相关由热带中东 462 太平洋冷海温(Li et al., 2017; Chen et al., 2016),和热带东北印度洋,海洋性大 463 陆到南中国海暖海温 (Xie et al., 2009; 2016; Wu et al., 2009, 2010; 唐颢苏等, 464 2019; Jiang etal., 2019) 共同作用(图 7a-c),并且 NWPAC 很可能与热带东北印 465 度洋暖海温存在相互作用 (Xie et al., 2016)。9 月份, 热带西北太平洋海域对流异 466 常显著增强,东海和日本南部及其附近海域对流异常显著减弱(图 8d), NWPAC 467 468 从副热带西太平洋北扩至日本南部以东海域(图 7d),季节平均上抵消 6-8 月份 的 NWPAC 北侧的异常气旋性环流,所以季节平均 EAP/PJ 遥相关相对偏弱 (图 469 3a)。而北移的反气旋不利于热带东北印度洋暖海温维持,因而 9 月份热带东北 470 印度洋和南中国海暖海温较 6-8 月减弱。 471

472 对应以上类 La Niña 海温的持续发展, 6-8 月热带太平洋东西海温梯度增加,
473 赤道东风异常增加,200hPa 速度势与 500hPa 垂直速度合成 (图 9a-c) 显示,
474 Walker 环流异常下沉支扩展到整个热带太平洋,下沉中心由 6 月份位于西太平
475 洋东扩到 8 月份的东太平洋,整个热带太平洋对流活动显著减弱(图 8a-c),相
476 应的印度洋上空异常 Walker 环流上升支及其异常对流增强有北移和东移趋势,
477 上升中心由 6 月份位于赤道南印度洋逐渐北移到 8 月份的赤道北印度洋。500 hPa
478 上升运动区域从 6 月的印度北部北扩到 8 月的巴尔卡什湖,高层辐散北部边缘从

479 6月的副热带西亚地区北扩到后期的中纬度中亚地区,对应 7-9月南亚季风区和
480 青藏高原西南部对流和上升运动增强,及降水增加。以上 Walker 环流和印度洋
481 及南亚季风区上升运动结果也大致和 Chowdary et al. (2016) 一致。



486	Fig. 9. Same as Fig. 7, except for monthly composites of 500hPa vertical ve	locity (shaded, unit:
487	10^{-2} Pa s ⁻¹) and 200hPa velocity potential (contour, unit: m ² s ⁻¹ , interval=5×10 ⁵	m ² s ⁻¹) and divergent
488	wind (vector, unit: m s ⁻¹). The dots indicate areas of 500hPa vertical velocity	that pass a statistical
489	significance test at the 0.10 level.	ク

490

由热带东北印度洋与南亚季风区异常上升支激发的对流层中低层阿拉伯海 491 异常气旋性及有印度降水激发的伊朗高原异常反气旋环流响应也均呈现显著的 492 季节内变化(图 7a-d, 10a-d)。6 月 700 hPa 阿拉伯海异常气旋和伊朗高原异常反气 493 旋均相对较弱,500hPa 阿拉伯海上空为异常东风,但有完整的伊朗高原异常反 494 气旋环流出现(图 7a, 10a)。在 7-8 月 700 hPa 和 500 hPa 阿拉伯海异常气旋及伊 495 朗高原异常反气旋明显(图 7b-c, 10b-c)。9月份阿拉伯海异常气旋东伸至印度中 496 北部,同时伊朗高原异常反气旋较弱(图7d,10d)。以上阿拉伯海异常气旋变化 497 主要与上面讨论的异常 Walker 环流上升支移动,印度洋-南亚季风区上升运动的 498 季节内变化有关(图 9a-d),而伊朗高原异常反气旋和印度降水(图 5a-d)季节 499 内变化有关。因此 6 月份印度主要受 NWPAC 影响,南部从印度洋带来的水汽增 500 加,造成降水偏多,但青藏高原受 NWPAC 及伊朗高原异常反气旋影响,青藏高 501 原地区西风加强(图 10a),水汽输送减少,不利于降水发生。进入 7-8 月,南亚季 502 风区受 NWPAC 和阿拉伯海异常气旋影响,风场和水汽有明显辐合,增加降水(图 503 7b-7c)。同时在伊朗高原异常反气旋,阿拉伯海异常气旋与 NWPAC 共同作用, 504 在印度北部和青藏高原西南部对流层中层出现较强异常南风分量,增加印度洋水 505 汽向南亚季风区北部与青藏高原西南部的输送(图 10b-c),有利于青藏高原降水 506 持续增多,相应气温距平也有下降趋势。而 NWPAC 在 7-8 月控制印度东北部和 507

孟加拉国西北, 使得这些区域降水出现负距平,但随着印度洋海温暖异常与 508 NWPAC 强度的减弱,这一异常逐渐减弱。9月北太平洋上 NWPAC 北抬到副热 509 带西北太平洋 (图 7d), 对南亚和青藏高原西部影响变小。而 9 月份低层阿拉伯 510 海异常气旋移到印度中北部,增加阿拉伯海水汽输送至印度,和孟加拉湾水汽至 511 青藏高原西南部,有利于以上区域降水增加,但高原南部为显著东风分量异常, 512 南风分量较弱 (图 10d), 所以 9 月份高原降水不如 8 月增加明显。而青藏高原东 513 北部 6-8 月主要受 EAP 波列北部的反气旋控制,9 月同样受蒙古和中国西北地区 514 的异常反气旋环流,东风或者东北风分量加强,有利于高温出现,但不利于降水 515 发生。 516





524	to September in early decaying type (a-d) and late developing type (e-h) events over the SAM
525	region and TP. The dots indicate areas that 500hPa specific humanity pass a statistical significance
526	test at the 0.10 level, bold arrows indicate that at least one component of vector wind passes the
527	significance test at the 0.10 level. Anomalous cyclones and anticyclones are marked by C and AC,
528	respectively.

- 529
- 530 4.2 衰减晚型



衰减晚型逐月降水同样存在显著季节内演变,和季节平均差异较明显。6月 531 降水响应(图 5e)空间型类似衰减早型同期,且印度北部与青藏高原西南部降 532 水一致显著偏少,同时青藏高原降水整体偏少,青海地区降水显著减少:进入7 533 月(图 5f),整个南亚和青藏高原区域降水有所增加但显著降水响应主要出现在 534 印度西北地区,印度北部降水从西到东呈现负-正-负降水异常,不丹和孟加拉国 535 降水偏少。在 8-9 月(图 5g-5h),南亚季风区大部降水转为偏多,8 月青藏高原 536 南部降水增加但不显著,9月份高原西部和印度西北部呈现一致降水增加响应。 537 这表明衰减晚型夏季逐月降水也有持续增多的演变,但较衰减早型同期降水偏 538 少。图 5e-f 中南亚季风区印度月平均降水特征类似于 Chowdary et al. (2016) 研 539 究中 1901-2012 年期间中期衰减型 El Niño (在 6-9 月衰减至 0℃或以下) 对印度 540 夏季降水影响结果。 541

542 而地表气温响应合成上,6月包括印度中南部,孟加拉国和不丹等南亚季风
543 区大部出现显著气温显著偏高(图 6e),尤其印度更为强烈,但青藏高原西南部
544 和巴基斯坦东北地区显著偏低,这与衰减晚型季节平均响应(图 2d)接近,但
545 更为显著。以上异常高温在7月(图 6f)印度中南部稍有减弱,青藏高原西部冷

546 异常不再显著。在 8 月显著异常高温在印度中西部地区,孟加拉国东部出现异常
547 负异常(图 6g)。这表明衰减晚型夏季,季节平均气温响应所呈现的"南高北低"
548 模态(图 2d)在夏季逐渐减弱和消失。

上述衰减晚年南亚季风区和青藏高原夏季降水与气温显著季节内响应也是 549 主要与 6-9 月 El Niño 型海温的逐渐衰减,及其强迫的 Walker 环流,西北太平洋 550 -日本南部海域及其热带太平洋和印度洋对流异常, NWPAC 及 EAP/PJ 遥相关, 551 阿拉伯海异常反气旋和里海异常气旋等响应的季节内发展有关。图 7e-h 显示, 552 赤道中东太平洋类 El Niño 型的海温在 6 月仍较显著,但在 7 月显著减弱并在 8-9 553 月消失;而热带印度洋和南中国海在 6-8 月都维持着海显著温偏暖状态 (Du et al, 554 2009; Chowdary et al., 2016), 呈现出较衰减早型更强的热带印度洋海温-NWPAC 555 耦合模,表现为更强的热带印度洋海温暖异常与 NWPAC,更为显著的中国南海 556 557 -菲律宾以东海域异常对流减弱(图 7e-g 和图 8e-g), EAP 遥相关更为明显(Chen et al., 2012),阿拉伯海为异常反气旋性环流响应(图 7e-g,图 10e-g),这显然与印 558 度洋电热器效应有关(Xie et al., 2009, 2016)。受异常 NWPAC, 阿拉伯海反气 559 旋,里海气旋影响,6-8月中西亚和青藏高原中西部对流层中层为气旋性环流异 560 常,高原南部西风分量加强(图 10e-g)。9月暖海温异常主要集中在孟加拉湾, 561 南中国海和海洋大陆海域,印度洋电热器效应消失有关,中国南海-菲律宾以东 562 海域异常对流减弱消失,同时热带中东太平洋还没有出现明显的负海温异常,只 563 在中国东部和沿海海域的气旋性环流和高纬度的反气旋异常,阿拉伯海没有明显 564 反气旋异常(图10h)。 565

566 在 200hPa 速度势与 500hPa 垂直速度响应合成方面,由于 6 月热带太平洋仍
567 维持 El Niño 型海温异常, Walker 环流异常下沉支中心位于热带中西太平洋(图)

9e),上升支异常中心位于热带印度洋中东部,和气候平均 Hadley 环流上升支重 568 合,因而显著增强 Hadley 环流,同时导致南亚季风区北部(Hadley 环流下沉支) 569 出现异常下沉气流,对流减弱,造成印度北部和孟加拉国干旱,气温偏高,这和 570 过去研究强调的 Hadley 调制机制(Goswami,1998; Lau and Wu, 2001; Gill, 2015) 571 一致。青藏高原西南部受里海异常气旋性环流影响(图 10e),西风分量加强, 572 水汽输送减少,西部降温明显。同时,偏强的 NWPAC 控制南亚季风区北部,青 573 藏高原南部被偏强的西风控制,这不利于南亚季风区北部与青藏高原南部的水汽 574 输送(图 10e)。这些条件导致当地南亚季风区北部与青藏高原南部降水显著的 575 576 一致偏少。

进入7月(图9f), Walker 异常上升支中心位于热带东南印度洋,印度半岛 577 南部处于下沉气流区,但强度远小于6月印度北部的下沉速度,同时阿拉伯海有 578 显著异常上升运动,阿拉伯海异常反气旋较6月弱,加上北移和东退的NWPAC 579 只东伸至孟加拉湾(图7f, 10f),只显著影响孟加拉国和印度东北部,因而7月 580 南亚北部降水减少不如 6 月份显著。在 8 月 (图 9g), 异常 Walker 上升支位于 581 整个热带东印度洋,对应南亚季风区和青藏高原上升运动及对流明显增强,同时 582 NWPAC 异常增加从印度洋输送至南亚季风区与翻越喜马拉雅山的偏南风的水 583 汽通量,以上环流响应均有利于南亚季风区大部与青藏高原南部的降水增多。9 584 月份暖海温异常较弱, Walker 环流上升支位于热带东印度洋, 南中国海和菲律 585 宾海。热带东印度洋的上升在西北侧的印度半岛激发气旋性环流(图 9h,10h)(Gill, 586 1980),显著增加印度半岛降水。而从6月到9月,高原东北部受蒙古异常反气 587 旋性环流(图 10e-h)影响,降水没有明显增加。9 月里海异常气旋性环流和蒙 588 古异常反气旋性环流在青藏高原西部交汇,产生明显辐合(图 10h),增加高原 589

591

592 5 结论

593 "亚洲水塔"正在经历着加速的水循环过程,研究其变化机理的关键环节是降
594 水变率和相应的水汽输送(Yao et al., 2012;周天军等, 2019)。本文利用1950-2018
595 年GPCC降水格点资料、CRU地表气温格点资料及NCEP再分析大气环流场资料,
596 根据El Niño事件衰减期的时间演变速度,揭示了衰减早型和晚型两类El Niño事
597 件,造成的南亚季风区与青藏高原西南部夏季降水、气温的季节平均响应与季节
598 内演变显著差异,及其可能成因。主要结论有四点:

(1)衰减早型和晚型两类El Niño事件对南亚季风区与青藏高原西南部夏季降 599 水与气温影响有显著差异。衰减早型夏季La Niña海温已经异常明显,在赤道中 600 601 东太平洋呈现较强的冷海温异常,热带印度洋北部暖海温偏弱。而衰减晚型热带 太平洋El Niño海温型仍在维持,热带印度洋暖海温异常偏强。以上两类事件对 602 南亚夏季风分别产生类似于La Niña和El Niño事件影响,这和过去许多研究一致 603 604 (Shukla and Wallace, 1993; Soman and Slingo, 1997; Goswami, 1998; Krishna Kumar et al., 1999; Lau and Wu, 2001; Gill, 2015; Jiang etal. 2019), 表现为衰减早型年份, 605 Walker环流上升支显著西移,印度洋和南亚季风区对流和上升运动加强,阿拉伯 606 海和西亚分别为异常气旋和反气旋环流响应,NWPAC相对偏东,印度和青藏高 607 原西南部对流层南风气流偏强,在增加印度降水的同时,也有利于印度洋水汽输 608 送到青藏高原高原内侧,增加高原西南部降水。而衰减晚型年份,Walker环流上 609 升支偏于东印度洋,南亚季风区对流和上升运动较弱,阿拉伯海和中西亚分别为 610 异常反气旋和气旋环流响应,NWPAC 西伸明显,南亚季风区水汽辐散增加,青 611

612 藏高原西风加强和水汽输送减少,南亚北部和高原降水一致偏少。

(2) El Niño事件衰减早晚对南亚和青藏高原降水及气温影响有显著的季节内 613 差异。在衰减早(晚)型次年夏季La Niña(El Niño)海温型逐渐发展(消亡), 614 对Walker环流,热带太平洋和印度洋及西北太平洋至日本区域对流活动,NWPAC 615 及其EAP/PJ遥相关, 阿拉伯海异常气旋(反气旋), 西亚 (中西亚) 异常反气旋 (气 616 旋)环流的影响均有明显的季节内影响差异。因而导致衰减早型南亚和青藏高原 617 西南部降水增加主要发生在7-9月; 衰减晚型南亚和青藏高原西南部降水减少主 618 要发生在6月,而8-9月则降水比6-7月明显增加。相比较过去研究显示El Niño事 619 件衰减年NWPAC(黄平和黄荣辉, 2010; 唐颢苏等, 2019)响应有明显的季节内 620 变化特征,我们的研究则进一步揭示衰减早晚年NWPAC的季节内变化不同响应 621 特征。 622

(3)衰减型两类 El Niño 事件,热带太平洋与印度洋海温异常均通影响 Walker
环流和对流及上升运动,NWPAC,阿拉伯海,中亚和西亚上空对流层环流,导
致南亚和青藏高原南部和西部的降水的一致变化。这一定程度上是青藏高原西南
部降水或者高原平均降水和南亚季风区降水呈现正相关的重要原因(Dong et al.,
2016;高东和牛海山,2018)。

(4) El Niño 事件主要有三条途径显著影响青藏高原夏季降水和温度。第一
途径直接通过改变 Walker 环流,Hadley 环流,热带印度洋大气环流和 NWPAC
异常响应,增强或者减弱高原南部上伸运动,增加或者减少热带印度洋向高原的
水汽输送;第二条途径直接通过激发 EAP 波列,使得青藏高原东北部夏季受 EAP
北部反气旋影响,不利于降水发生;第三条途径在 La Niña 发展年有利夏季印度
降水和增加南亚夏季非绝热加热,然后通过 Rossby 频散沿着夏季急流激发环球

634	遥相关 (Ding and Wang, 2005; Ding et al., 2011; Wen et al., 2019),在中西亚和蒙
635	古地区激发异常反气旋,进而影响整个高原降水与温度。而在 El Niño 衰减晚年
636	通过西北太平洋对流活动异常和Rossby频散沿着夏季急流激发西太平洋-北美遥
637	相关 (Ding and Ding et al., 2011),在中西亚激发异常反气旋。
638	

- 639 参考文献 (References)
 640 Bejarano L, Jin F F. 2008. Coexistence of Equatorial Coupled Modes of ENSO [J]. J.
- 641 Climate, 21(12): 3051-3067.
- Boschat G, Terray P, Masson S 2012. Robustness of SST teleconnections and
 precursory patterns associated with the Indian summer monsoon [J]. Climate Dyn
 38:2143–2165.
- Chen B, Xu X, Yang S, et al. 2012. On the origin and destination of atmospheric
 moisture and air mass over the Tibetan Plateau [J]. Theor. Appl. Climatol., 110:
 423–435.
- 648 Chen W, Park J K, Dong B W, et al. 2012. The relationship between El Niño and the
- 649 western North Pacific summer climate in a coupled GCM: role of the transition of El
- 650 Niño decaying phases [J]. J. Geophys Res., 117: D12111.
- Chen Z S, Wen Z P, Wu R G, et al. 2016. Relative importance of tropical SST
 anomalies in maintaining the western North Pacific anomalous anticyclone during El
 Niño to La Niña transition years [J]. Climate Dyn., 46: 1027–1041.
 doi:10.1007/s00382-015-2630-1.
- 655 Chowdary J S, Xie S P, Tokinaga H, et al. 2012. Inter-decadal variations in ENSO

teleconnection to the Indo-western Pacific for 1870–2007 [J]. J Climate, 25 (5):
1722–1744.

Chowdary J S, Gnanaseelan C, Chakravorty S. 2013. Impact of northwest Pacific
anticyclone on the Indian summer monsoon region [J]. Theor. Appl. Climatol. 113:
329–336.

- 661 Chowdary J S, John N, Gnanaseelan C. 2014. Interannual variability of surface 662 air-temperature over India: impact of ENSO and Indian Ocean Sea surface
- 663 temperature [J]. Int. J. Climatology, 2014, 34: 416–429.
- 664 Chowdary J S, Harsha H, Gnanaseelan C, et al. 2016. Indian summer monsoon 665 rainfall variability in response to differences in the decay phase of El Niño [J].
- 666 Climate Dyn., 48: 2707-2727.
- 667 Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal Teleconnection in the Northern Hemisphere
- 668 Summer[J]. J. Climate, 18 (17): 3483-3505.
- 669 Dong W H, Lin Y L, Wright J S, et al. 2016. Summer rainfall over the southwestern
- 670 Tibetan Plateau controlled by deep convection over the Indian subcontinent [J].
- 671 Nature Commun., 7:10925, doi: 10.1038/ncomms10925.
- 672 Dong W, Lin Y, Wright J S, et al. 2018. Connections Between a Late Summer
- 673 Snowstorm Over the Southwestern Tibetan Plateau and a Concurrent Indian Monsoon
- 674 Low-Pressure System [J]. J. Geophys. Res., 123(24): 11-18.
- 675 Du Y, Xie S P, Huang G, Hu K 2009. Role of air-sea interaction in the long
- 676 persistence of El Nino-induced north Indian Ocean warming [J]. J Climate,
- 677 22(8):2023–2038.

- Feng L, Zhou T J. 2012. Water vapor transport for summer precipitation over the
- Tibetan Plateau: Multidata set analysis [J]. J. Geophys. Res., 117: D20114.
- 680 Feng S, Hu Q. 2004. Variations in the Teleconnection of ENSO and Summer Rainfall
- 681 in Northern China: A Role of the Indian Summer Monsoon [J]. J. Climate,
- 682 17:4871-4881.
- 683 高东,牛海山,2018. 青藏高原夏季降水与东亚-南亚夏季风相关程度的空间格局684 [J]. 中国科学院大学学报,35 (4): 500-505.
- 685 Gao Dong, Niu Haishan. 2018. Spatial pattern of correlation of summer precipitation
- 686 in Qinghai-Tibetan Plateau with East Asian and South Asian summer monsoon indices
- [J]. Journal of University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese), 35 (4):
 500-505.
- 689 Gill E C, Rajagopalan B, and Molnar P. 2015. Subseasonal variations in spatial
- 690 signatures of ENSO on the Indian summer monsoon from 1901 to 2009 [J]. J.
- 691 Geophys. Res. Atmos., 120: 8165–8185.
- 692 Goswami B. 1998. Interannual variations of Indian summer monsoon in a GCM:
- External conditions versus internal feedbacks [J]. J. Climate, 11 (4): 501–522.
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly
- 695 climatic observations-the CRU TS3.10 dataset [J]. Int. J. of Climatology, 34:
- 696 <u>623–642</u>.
- 697 Huang B Y, Thorne P W, Banzon V F, et al. 2017. Extended reconstructed sea surface
- temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons [J]. J.
- 699 Climate, 30(20): 8179–8205.

- 700 黄刚, 胡开明. 2008. 夏季北印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋异常的影
- 701 响[J]. 南京气象学院学报, 31: 749-757.
- 702 Huang Gang, Hu Kaiming. 2008. Impact of North Indian Ocean SSTA on Northwest
- 703 Pacific lower layer anomalous anticyclone in summer [J]. Journal of Nanjing Institute
- 704 Meteorology (in Chinese), 31: 749-757.
- Huang G, Hu K M, Xie S P. 2010. Strengthening of tropical Indian Ocean
 teleconnection to the Northwest Pacific since the Mid-1970s: An atmospheric GCM
- 707 study [J]. J. Climate, 23: 5294-5304. doi:10.1175/2010JCLI3577.1
- 708 黄平, 黄荣辉. 2010. El Niño 事件对其衰减阶段夏季中国降水季节内演变的影响
- 709 及其机理[J]. 大气科学学报, 33: 513-519.
- 710 Huang Ping, Huang Ronghui. 2010. Effects of El Niño events on intraseasonal
- variations of following summer rainfall in China and its mechanism [J]. Transactions
- of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33: 513-519.
- 713 Immerzeel W W, Beek L P H V, Bierkens M F P. 2010. Climate change will affect the
- Asian Water Towers [J]. Science, 328: 1382-1385.
- Jiang X, Ting M. 2017. A dipole pattern of summertime rainfall across the Indian
- 716 Subcontinent and the Tibetan Plateau [J]. J. Climate, 30(23): 9607-9620.
- Jiang, W, Huang G, Huang P, Wu R, Hu K, and Chen W. 2019. Northwest Pacific
- anticyclonic anomalies during post-El Niño summers determined by the pace of El
- 719 Niño decay. [J]. J. Climate, 32, 3487–3503.
- 720 Kalney E, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer.
- 721 Metero. Soc., 77: 437–471.

- Kosaka Y, Nakamura H. 2010. Mechanisms of meridional teleconnection observed
 between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The
 Pacific-Japan pattern [J]. J. Climate, 23 (19): 5085–5108.
 Kothawale D R, Munot A A, Kumar K K. 2010. Surface air temperature variability
- 726 over India during 1901–2007, and its association with ENSO [J]. Climate Res.,42:
- 727 89-104.
- 728 Kripalani R H, Kulkarni A. 1997. Rainfall variability over South-East
- 729 Asia—Connections with Indian monsoon and ENSO extremes: New perspectives [J].
- 730 Int. J. Climatol., 17 (11): 1155–1168,
- 731 Kripalani R H, Kulkarni A. 2001. Monsoon rainfall variations and teleconnections
- 732 over South and East Asia [J]. Int. J. Climatol., 21 (5): 603–616, doi:10.1002/joc.625.
- 733 Krishna Kumar K., Soman M, and Kumar K R. 1995. Seasonal forecasting of Indian
- summer monsoon rainfall: A review [J]. Weather, 50(12): 449–467.
- Lan C, Zhang Y X, Wang Q C, et al. 2013. Climate Change on the Northern Tibetan
- 736 Plateau during 1957–2009: Spatial Patterns and Possible Mechanisms [J]. J. Climate,
- 737 26: 85-109.
- 738 Lau K, and Wu H. 2001. Principal modes of rainfall-SST variability of the Asian
- 739 summer monsoon: A reassessment of the monsoon-ENSO relationship [J]. J. Climate,
- 740 14 (13): 2880–2895.
- Lengaigne M, Vecchi G A. 2010. Contrasting the termination of moderate and
 extreme El Niño events in coupled general circulation models [J]. Clim. Dyn., 35:
 299-313.

- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated)
- 745 Outgoing Longwave Radiation Dataset [J]. Bulletin of the American Meteorological
- 746 Society, 77, 1275-1277.
- 747 李慧敏, 徐海明, 李智玉. 2017. 厄尔尼诺年西北太平洋异常反气旋的年际变化
- 748 特征及其影响 [J]. 气象学报, 75(4): 581-595.
- 749 Li Huimin, Xu Haiming, Li Zhiyu. 2017. Inter-annual variation of the western North
- Pacific anomalous anticyclone during El Niño years and its impact [J]. Acta
 Meteorologica Sinica (in Chinese), 75(4): 581-595.
- 752 林大伟, 布和朝鲁, 谢作威. 2018. 夏季中国华北降水、印度降水与太平洋海表
- 753 面温度的耦合关系 [J]. 大气科学, 42 (6): 1175-1190.
- Lin Dawei, Bueh Cholaw, Xie Zuowei. 2018. A study on the coupling relationships
- among Pacific sea surface temperature and summer rainfalls over North China and
- 756 India [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (6): 1175-1190,
- Lin Z D, Lu R Y, and Wu R G. 2017. Weakened Impact of the Indian Early Summer
- 758 Monsoon on North China Rainfall around the Late 1970s: Role of Basic-State Change
- 759 [J]. J. Climate, 30 (19): 7991-8005.
- 760 Maussion F, Scherer D, Mölg T, et al. 2014. Precipitation seasonality and variability
- over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia Reanalysis [J]. J. Climate, 27:
- 762 1910–1927.
- 763 Nitta T, 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on
- the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 373–390.
- 765 Palmer T, Brankovic C, Viterbo P, et al. 1992. Modeling interannual variations of

- 766 summer monsoons [J]. J. Climate, 5 (5): 399–417.
- 767 Park H S, Chiang J C H, Lintner B R, et al. 2010. The delayed effect of major El Niño
- revents on Indian monsoon rainfall [J]. J Climate, 23: 932–946.
- 769 普布卓玛, 周顺武, 伏阳虎. 2002. ENSO 事件对西藏夏季降水影响 [J]. 西藏科
- 770 技, 106: 41-47.
- 771 Schneider U, Becker A, Finger B, et al. 2018. GPCC Full Data Monthly Product
- Version 2018 at 1.0°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on
- 773 GTS-based and Historical Data [J]. doi: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V2018_100
- Singh D., Tsiang M., Rajaratnam B, et al. 2014. Observed changes in extreme wet and
- dry spells during the South Asian summer monsoon season [J]. Nature ClimateChange, 4: 456–461.
- 577 Shukla J, and Mooley D. 1987. Empirical prediction of the summer monsoon rainfall
- 778 over India [J], Mon. Weather Rev., 115 (3): 695–704.
- 779 Shukla J, and Wallace J. 1993. Numerical simulation of the atmospheric response to
- requatorial Pacific sea surface temperature anomalies [J]. J. Atmos. Sci., 40 (7):
- 781 1613–1630.
- 782 Soman M, and Slingo J. 1997. Sensitivity of the Asian summer monsoon to aspects of
- 783 sea-surface-temperature anomalies in the tropical Pacific Ocean [J]. Quart. J. Roy.
- 784 Meteor. Soc., 123 (538): 309–336.
- 785 Sugimoto S, Ueno K. 2010. Formation of mesoscale convective systems over the
- eastern Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrast [J]. J. Geophys. Res.
- 787 115, D16105.

- 788 唐颢苏, 胡开明, 黄刚. 2019. El Niño 衰退年夏季西北太平洋异常反气旋季节内
- 789 演变特征及其机制 [J]. 气候与环境研究, 24(4): 525-536.
- Tang Haosu, Hu Kaiming, Huang Gang. 2019. Characteristics and mechanisms of
 sub-seasonal evolution of Northwest Pacific anomalous anticyclone during the El
 Niño decaying summer [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24(4):
- 793 525-536.
- 794 Tao S Y, and Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the
- 795 Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective
- storms in China [J]. Bull. Amer. Metero. Soc., 62: 23–30.
- 797 Tao, W, Huang G, Wu R, Hu K, Wang P, and Chen D. 2017. Asymmetry in
- 798 summertime atmospheric circulation anomalies over the northwest Pacific during
- decaying phase of El Niño and La Niña [J]. Climate Dyn., 49, 2007–2023.
- 800 Turner A G, Annamalai H. 2012. Climate change and the South Asian summer
- 801 Monsoon [J]. Nature Clim. Change, 2: 587–595.
- Xie S P, Peng Q H, Kamae Y, et al. 2018. Eastern Pacific ITCZ Dipole and ENSO
- 803 Diversity [J]. J. Climate, 31(11): 4449-4462.
- Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian ocean capacitor effect on Indo-Western
- Pacific climate during the summer following El Nino [J]. J. Climate, 22 (3): 730–747.
- Xie S P, Kosaka Y, Du Y, et al. 2016. Indo-western Pacific ocean capacitor and
 coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review [J]. Adv. Atmos. Sci., 33
 (4): 411–432.
- 809 Wang B. 1995. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades [J]. J.

- 810 Climate, 8: 267–285, doi:10.1175/1520-0442(1995)008< 0267:ICIENO>2.0.CO;2
- 811 Wang, B, Li J, and He Q. 2017. Variable and robust East Asian monsoon rainfall
- response to El Niño over the past 60 years (1957–2016) [J]. Adv. Atmos. Sci., 34:
- 813 1235–1248, doi: 10.1007/s00376-017-7016-3.
- 814 Wang Z, Duan A, Yang S, et al. 2017. Atmospheric moisture budget and its regulation
- on the variability of summer precipitation over the Tibetan Plateau [J]. J. Geophys.
 Res., 122: 614-630.
- 817 Wu B, Zhou T J, and Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability
- 818 modes of East Asian climate [J]. J. Climate, 22: 2992–3005.
- 819 Wu B, Li T, and Zhou T J. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local
- 820 SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous
- anticyclone during the El Niño decaying summer [J]. J. Climate, 23, 2974–2986,
- doi:10.1175/2010JCLI3300.1.
- 823 Wu G, and Zhang Y. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon
- onset over South Asia and the South China Sea [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 913–927.
- 825 Yang J, Liu Q, Xie S, Liu Z, Wu L, 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode
- on the Asian summer monsoon. Geophys Res Lett 34(2): L02708.
- 827 Yang X X, Yao T D, Zhao D J, et al. 2018. Possible ENSO influences on the
- 828 northwestern Tibetan Plateau revealed from annually resolved ice core records [J]. J.
- 829 Geophys. Res., 123: 3857-3870.
- 830 Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric
- 831 circulations in Tibetan Plateau and surroundings [J]. Nature Climate Change, 2:

- 663–667. 832
- Yatagai, A. et al. 2012. APHRODITE: constructing a long-term daily gridded 833
- 834 precipitation data set for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. Bull. Am.
- Meteorol. Soc. 93, 1401–1415. 835
- 836 Yun K S, Ha K J, Yeh S W, et al. 2015. Critical role of boreal summer North Pacific
- subtropical highs in ENSO transition [J]. Clim. Dyn., 44: 1979-1992. 837
- 于波,管兆勇 2009. 亚洲夏季风环流结构与热带印度洋偶极型海温异常[J]. 大气 838 科学学报, 32 (6): 765-775.
- 839
- Yu Bo, Guan Zhaoyong. 2009. Simulated Structural Changes of Asian Summer 840
- Monsoon Circulation in Association with Indian Ocean Dipole SSTAs [J]. 841
- Transactions of Atmospheric Sciences (In Chinese), 32(6): 765-775. 842
- 843 Zhang R H. 2001. Relations of water vapor transport from Indian monsoon with that
- over East Asia and the summer rainfall in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (5): 844 1005-1017. 845
- 846 Zheng X T, Xie S P, Liu Q Y. 2011. Response of the Indian Ocean basin mode and its
- capacitor effect to global warming [J]. J. Climate, 24 (23): 6146-6164. 847
- 周顺武, 假拉, 杜军. 2001. 西藏高原夏季降水对 ENSO 的响应 [J]. 南京气象学 848
- 院学报,24(4):570-575. 849
- 850 Zhou Shunwu, Jia La, Du Jun. 2001. Responses of the summer precipitation over the
- Tibetan Plateau to ENSO events [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 24 851 (4): 570-575. 852
- 周天军,高晶,赵寅,等.2019.影响"亚洲水塔"的水汽输送过程 [J]. 中国科学 853

- 854 院院刊, 34 (11): 1210-1219.
- 855 Zhou Tianjun, Gao Jing, Zhao Yin, et al. 2019. Water Vapor Transport Processes on
- Asian Water Tower [J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences (in Chinese), 34
- 857 (11):1210-1219.
- 858

















