

1 青藏高原-印度洋热力差对南亚季风活动的多尺度影响

2 肖子牛, 李张群

3 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京
4 100029

5
6 **摘要** 海陆热力差异是季风形成和演变的根本驱动力, 青藏高原与印度洋热力差
7 异是影响南亚季风活动的重要因素。本文围绕次季节、季节、年际和年代际等不
8 同时间尺度上青藏高原与印度洋的热力差异对南亚季风活动的影响, 回顾和总结
9 了相关研究成果。在次季节尺度上, 主要聚焦在两者的热力差异对南亚季风爆发
10 的影响; 在年际尺度上, 着重阐释了其对南亚季风强度年际变化的指示意义; 在
11 年代际尺度上, 考察了热力差异和南亚季风降水关系的年代际变化。同时, 本文
12 对该领域一些需要进一步研究的问题进行了讨论。

13 **关键词** 热力差异, 南亚季风, 多时间尺度, 季风降水, 青藏高原, 印度洋

14 文章编号 2023324B 中图分类号 P461 文献标识码

15 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2211.23324

16
17
18 **Multi-scale effects of Tibetan Plateau-Indian Ocean thermal**
19 **contrast on South Asian monsoon activity**

20 XIAO Ziniu, LI Zhangqun

21 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical*
22 *Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing*
23 *100029*

收稿日期 2023-07-28; 网络预出版日期
作者简介 肖子牛, 男, 1965 年出生, 博士, 研究员, 从事季风与海气相互作用和天气气候预测预报研究。
Email: xiaozn@lasg.iap.ac.cn
通讯作者 肖子牛
资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA20060501, 国家自然科学基金资助项目 91937000
Funded by the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA20060501), the National Natural Science Foundation of China (Grant 91937000)

Abstract The land-sea thermal contrast is the fundamental driving force for the Asian summer monsoon formation and evolution. Tibetan Plateau-Indian Ocean thermal contrast is a crucial factor influencing South Asian monsoon activity. This article reviews and summarizes the relevant research results about the impacts of the Tibetan Plateau-Indian Ocean thermal contrast on South Asian monsoon activity at different time scales, including sub-seasonal, seasonal, inter-annual, and inter-decadal scales. On the sub-seasonal scale, the main focus is on the influence of the thermal contrast on the onset of the South Asian monsoon. On the inter-annual scale, the emphasis is on the indicative significance of the thermal contrast for the interannual variation of monsoon intensity. On the inter-decadal scale, the inter-decadal variations in the relationship between the thermal contrast and South Asian monsoon precipitation are examined. Meanwhile, the article discusses some issues that need further research in this field.

Keywords Thermal contrast, South Asian monsoon, Multi-scale, Monsoon precipitation, Tibetan Plateau, Indian Ocean

1 引言

海陆热力差异是导致冬夏季节之间气压中心变化,从而形成季风的主要原因之一 (Li and Yanai, 1996; Webster et al., 1998)。亚洲季风是全球最复杂、最强的季风系统。南亚季风是亚洲季风的子系统之一,其干湿季分明,属于典型的热带季风 (Meehl, 1994; Wang et al., 2017; Singh et al., 2019)。2010 年和 2022 年夏季巴基斯坦地区特大洪灾造成大范围的人口死亡、财产损失、交通瘫痪等巨大损失,使南亚季风的研究越来越受到重视 (Wang et al., 2011; Turner and Annamalai, 2012; Wu et al., 2012; Li et al., 2023)。

很多研究已证实,欧亚大陆和印度洋之间产生的海陆热力差异是驱动南亚季风环流和降水的根本原因 (Yanai et al., 1992; Ueda and Yasunari, 1998; Minoura et al., 2003)。特别值得注意的是,几十年来青藏高原一直被认为其作为一个升高的热源驱动了大尺度季风环流 (Yeh et al., 1957)。位于欧亚大陆的青藏高原素有“世

界屋脊”之称，平均海拔 4000 米以上。因此，青藏高原直接加热对流层中层，高原强大的热源作用会进一步加强亚欧大陆和印度洋之间的热力对比，使亚洲季风成为全球最强盛的季风。欧亚大陆和印度洋的海陆热力差异对季风的形成和演变至关重要，从冬到夏的季节转换过程中，亚洲中高纬陆地与低纬海洋之间的热力差异及其随时间的变化与亚洲夏季风的建立及季风降水的出现存在着密切的联系。春季，青藏高原地表的感热通量将高原上空的空气加热到比周围的空气温度更高，导致夏季风爆发时对流层经向温度梯度的逆转（He et al., 1987）。

青藏高原位于南亚季风区北侧，热带印度洋位于南亚季风区南侧，南亚夏季风以纬向环流为主。根据热成风原理可知，青藏高原与印度洋热力差异和南亚季风区纬向环流关系密切，热带印度洋冷却或青藏高原增暖引起的经向热力差增强均会引起南亚季风环流的增强（Chou, 2003; Holton, 2004）。南亚季风因受多时间尺度、多圈层相互作用的影响而具有日、天气、次季节、季节、年际和年代际的时间尺度变化特征。那么，青藏高原与印度洋经向热力差异在不同时间尺度上对季风活动的影响如何？本文将通过对最近 20 年的研究进行回顾和总结，从不同的时间尺度上阐释青藏高原与印度洋热力差异对南亚夏季风活动的影响。

2 青藏高原与印度洋区域热力特征及变化

区域热力状况可以使用不同的指标进行衡量，例如，大气热源（Luo et al., 2021a）、近地面气温（Fu and Fletcher, 1985; Sun et al., 2002; Wu et al., 2022）、对流层平均气温（Liu and Yanai, 2001）、对流层不同层气温（Sun et al., 2010; Li and Xiao, 2021; Luo et al., 2021b），以及大气净能量（Chou and Neelin, 2003）等。大气热源指能够给大气热量，并使大气温度升高的地方。因此，大气温度是对大气热源的响应，也是大气热源的最终表现形式。然而，地表温度梯度只能产生浅层环流，无法解释南亚夏季风的垂直深对流加热结构，并且基于不同高度层的温度可能会得到不同的结果。此外，相对于对流层中低层海-陆热力差异，对流层中高层海-陆热力差异对亚洲夏季风的驱动作用更大。对流层中高层（500-200 hPa）热力差异对亚洲夏季风强度和变化的贡献约为对流层中低层（850-500 hPa）热力差异贡献的三倍（Sun et al., 2010; Sun and Ding, 2011; Dai et al., 2013）。Vaid and Liang（2023）也发现对流层上层热力变化通过影响南亚季风区的对流活动导致

了 2009 年的季风异常。因此，对流层中高层热力差异对南亚夏季风的发生和发展更为重要。

冬季，青藏高原大地形对亚洲天气气候的影响主要是动力作用（叶笃正和高由禧, 1979）。从春季开始，青藏高原的热力作用逐渐加强，高原热源的变化进一步增大青藏高原-印度洋热力差异，为南亚夏季风的建立提供有利的环流背景场（刘新等, 2002）。夏季，青藏高原对亚洲天气气候的影响主要是热力作用，青藏高原可使其上空的大气柱增温，高原四周低空的大气被高原“抽吸”上升，并在对流层上部向外排放，这有利于印度洋低层暖湿气流向北输送（吴国雄等, 1997; Duan and Wu, 2005）。

图 1 为利用再分析资料获得的 500-200 hPa 平均温度和 850 hPa 风场四个季节空间分布特征。从图中可见，从春季到夏季，对流层上层青藏高原与印度洋温度梯度发生逆转（图 1a、b）。夏季，500-200 hPa 平均温度场在青藏高原南部及其西南侧区域上空有一个大值中心，在热带西印度洋上空有一个低值中心，体现了季风期青藏高原与印度洋区域明显的南北温度差异，经向温度低值中心和高值中心之间的低空盛行西南风，即南亚夏季风的主体环流（图 1b）。低空西南气流将热带印度洋的水汽输送到印度半岛、中南半岛、青藏高原南部，以及中国东南部等地区（Li and Xiao, 2020）。夏季到秋季，青藏高原与印度洋热力差异再次发生逆转；到冬季，青藏高原温度值明显小于印度洋温度值，南亚季风区低层盛行东北风（图 1c、d）。比较季节平均的对流层上层青藏高原与印度洋热力差异，以及南亚季风区低层环流特征，可以看出低层环流的季节变化与对流层上层大气经向温度梯度的逆转有关，春季到夏季经向温度梯度逆转前高原高层温度比低纬度低，而经向温度梯度逆转后高原比低纬度温度高。由此可见，南亚季风环流变化与青藏高原与印度洋热力差异的变化有紧密的联系。

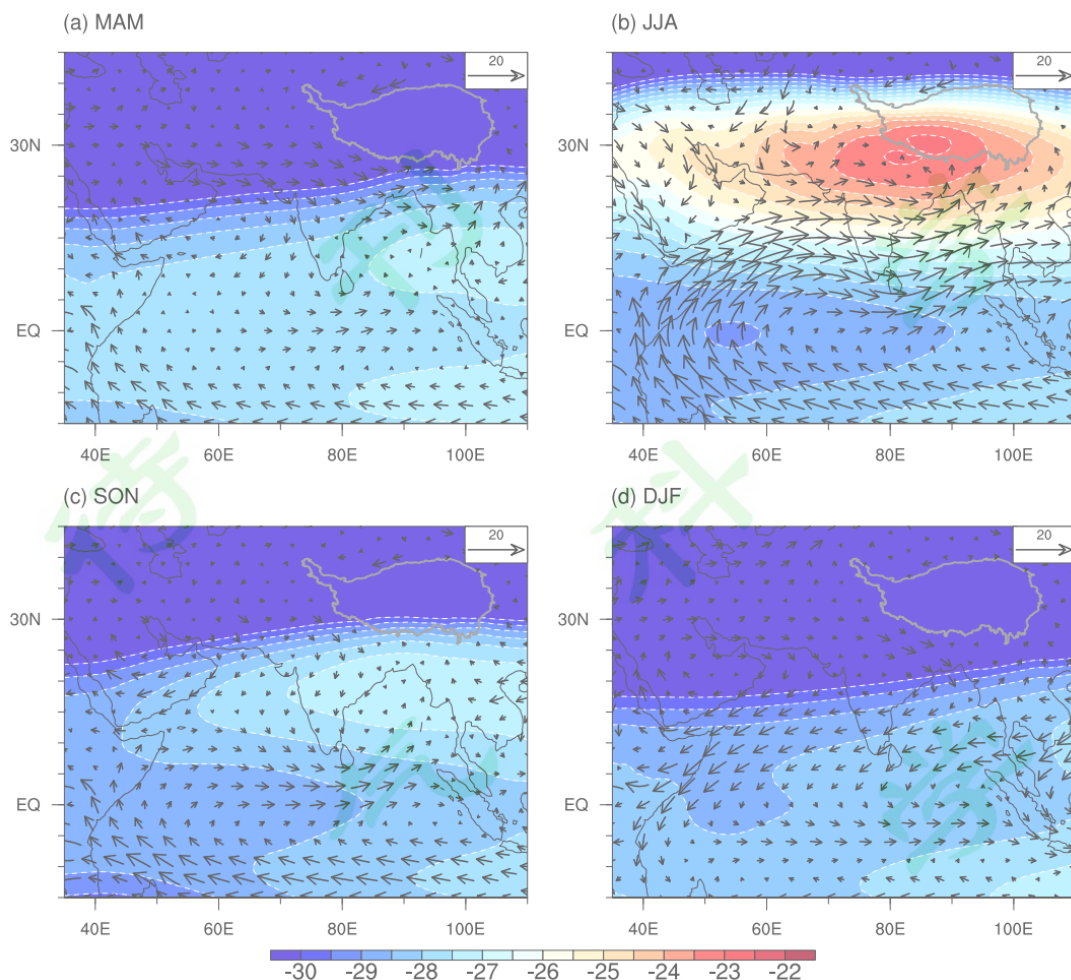


图 1 (a) 春季, (b) 夏季, (c) 秋季和 (d) 冬季 500-200 hPa 平均温度 (填色; 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 850 hPa 风场 (矢量; 单位: m s^{-1}) 气候态 (1979-2017 年) 空间分布特征。

Fig. 1 Climatological (1979-2017) distributions of the averaged 500-200 hPa air temperature (shading; unit: $^{\circ}\text{C}$) and 850 hPa winds (vector; unit: m s^{-1}) in (a) Spring, (b) Summer, (c) Autumn, and (d) Winter.

3 青藏高原-印度洋热力差与季风指数

从 20 世纪 50 年代, 人们就注意到青藏高原与印度洋之间的相互作用问题。夏季青藏高原与周围大气形成的热力梯度使得高原南侧到热带印度洋一带气流上升运动活跃, 青藏高原和热带印度洋的热力作用可共同导致大气环流的异常 (叶笃正和顾震潮, 1955; 张永生和吴国雄, 1999)。青藏高原感热是全球地表感热的主要部分, 春、夏季青藏高原东西部热力差异与秋季的印度洋海温异常有显

著的负相关,夏季青藏高原为主要的地表热源,地表感热的变化能反映大尺度海-陆热力差的变化,它是影响季风形成的主要原因(张艳和钱永甫, 2004)。张平等(2006)分析了高原气温异常与印度洋海温异常之间的遥相关特征,指出青藏高原温度异常和印度洋海温异常有变化一致的对应关系,即,印度洋海温一致偏暖异常对应青藏高原温度异常偏高,印度洋海温异常南北反向结构对应青藏高原气温的南北反向结构。此外,印度洋海温不仅能影响青藏高原大气热源,同时也受高原热源的影响(Jiang et al., 2016; Ji et al., 2018)。青藏高原加热可以通过陆气相互作用和海气相互作用影响和调节亚洲季风环流,高原增暖使北印度洋和南亚地区的西南季风环流显著增强,增强的西南风主要通过风-蒸发-海温反馈机制降低海表温度,海温冷却通过减弱季风对流活动导致向青藏高原的水汽输送减弱,进而削弱青藏高原热源(He et al., 2019; Wang et al., 2019);印度洋海温偏暖可促进高原降水的发展和凝结潜热释放的加强,年际时间尺度上,青藏高原的热力强迫作用能被印度洋海表面温度异常改变,印度洋增暖引起的局地哈德莱环流上升支位于印度洋西南部,下沉支位于青藏高原东南部,导致青藏高原东部降水减少,潜热加热减弱(Hu and Duan, 2015; Zhao et al., 2018)。

许多研究表明,亚洲大陆特别是青藏高原与其南部热带海洋之间不同层次的温度差异与南亚夏季风的建立、季节演变以及年际和年代际变化密切相关(Fu and Fletcher, 1985; Liu and Yanai, 2001; Sun et al., 2002; Chou and Neelin, 2003)。南亚夏季风通过热成风关系和不同高度层青藏高原与印度洋热力差异显著正相关。海表温度冷却或者青藏高原增暖都会加强经向温度梯度,经向温度梯度的增大会增强亚洲季风环流和降水,亚洲季风雨带向北延伸,并产生不同的区域降水响应,可见,经向温度梯度可以代表大尺度的亚洲夏季风,但降水异常存在区域差异(Chou, 2003)。此外,印度洋通过抑制局地对流活动和降低温度,可引起对流层中高层经向热力对比减弱,最终导致南亚季风环流减弱和季风降水减少(Wang et al., 2018)。

Sun et al. (2010)指出在全球变暖背景下,对流层上层和下层的青藏高原与印度洋热力对比的表现不同,而驱动南亚夏季风的是对流层上层热力对比,不是近地面或对流层下层海-陆热力对比。因此,基于 Webster and Yang (1992)对南亚季风指数的定义, Li and Xiao (2021)使用对流层高层平均气温,将青藏高原

及其周边区域（图 2a 中黑色实线方框；25°N-38°N，65°E-95°E）和热带印度洋区域（图 2a 中黑色虚线方框；5°S-8°N，65°E-95°E）500-200 hPa 平均温度之差定义为青藏高原-印度洋的热力差异指数（Thermal Contrast index, TCI），以此代表青藏高原与印度洋热力对比的强度，并探讨了其对南亚夏季风的代表性。全球变暖背景下，青藏高原和印度洋上空温度显著增暖（图 2b；Zhao et al., 2015; Jin and Wang, 2017; 明绍慧等, 2019; Li and Xiao, 2021）。Li and Xiao（2021）研究指出虽然青藏高原温度和印度洋温度有相似的线性增加趋势，但是在年际变化上两者与南亚季风的关系有所不同。并且，TCI 与南亚夏季风指数（South Asian monsoon index, SASMI）的相关关系强于青藏高原或印度洋温度与南亚季风的关系。青藏高原温度和南亚夏季风指数的相关系数为 0.42，印度洋温度和南亚夏季风指数之间的相关系数为 -0.60。青藏高原温度和南亚季风强度的正相关说明青藏高原上空的暖/冷异常伴有异常强/弱的南亚季风。反之，印度洋温度和南亚季风强度的负相关表明印度洋上空的暖/冷异常伴有异常弱/强的南亚季风。可以看出，TCI 与南亚夏季风的关系更为密切，其相关系数为 0.87（图 2b），说明青藏高原与印度洋热力差异比单独的青藏高原或者印度洋的温度对南亚夏季风特征的指示作用更强。

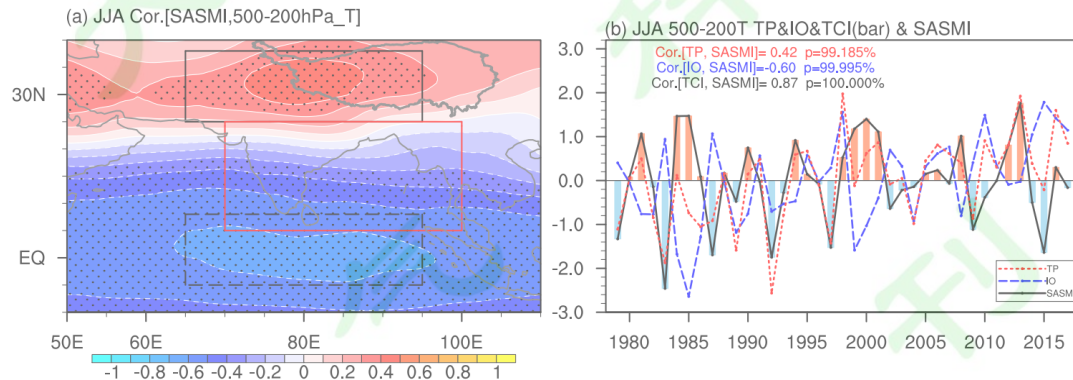


图 2 （a）1979-2017 年夏季 500-200 hPa 平均气温与南亚季风指数的空间相关，填色和等值线表示相关系数大小，其中实线表示相关系数为正，虚线表示相关系数为负，黑色实心圆点表示相关系数超过显著性水平为 5% 的显著性检验。（b）1979-2017 年夏季标准化的 500-200 hPa 青藏高原平均温度（TP，红色点线）、印度洋平均温度（IO，蓝色虚线）、热力差异指数（TCI，柱状图），以及南亚季风指数（SASMI，黑色实线）的时间序列。改自 Li and Xiao（2021）

Fig. 2 (a) Correlation map of JJA-averaged 500-200 hPa air temperature with reference to the South Asian monsoon index (SASMI) for the period from 1979 to 2017. The shadings and contours indicate the correlation coefficients, where solid lines indicate positive correlation coefficients and dashed lines indicate negative correlation coefficients, and the black dots denote correlation coefficients passing the 5% significant level. (b) Normalized time series of the Tibetan Plateau temperature (TP, red dotted line), Indian Ocean temperature (IO, blue dashed line), TCI (bar) based on 500-200 hPa air temperature, and SASMI (black solid line) in JJA during 1979–2017. Adapted from Li and Xiao (2021)

亚洲夏季风表现出显著的多时间尺度变化特征 (Ding et al., 2008), 而最突出的特征是自 20 世纪 70 年代以来亚洲夏季风强度的减弱 (Zuo et al., 2013; Roxy et al., 2015)。亚洲夏季风强度减弱导致自 20 世纪 70 年代以来, 印度北部的季风降雨减少了, 而西海岸北部地区的季风降雨增加, 与此同时, 中国东部夏季降水异常呈现南涝北旱的格局。最近的研究表明, 在 21 世纪, 南亚夏季风和东亚夏季风环流和降水强度在一定程度上呈恢复趋势 (Jin and Wang, 2017; Zhou et al., 2017; Huang et al., 2020)。因此, 除了明显的季节变化, 年际变化特征, 南亚夏季风也表现出显著的年代际变化特征。下面将对不同时间尺度上, 青藏高原与印度洋热力差异对南亚夏季风的影响进行简单的阐述。

4 青藏高原-印度洋热力差对南亚夏季风爆发的影响

南亚季风的爆发是其演变过程中最重要的特征, 季风爆发是从季风前到季风期的季节转换, 伴随着风场的快速转变和大陆上降水的产生。青藏高原通过直接加热对流层中高层大气, 在亚洲季风爆发中发挥了重要作用, 青藏高原明显改变欧亚大陆与热带印度洋的热力差异, 并使高原和周围大气形成强烈的热力对比, 为亚洲夏季风的爆发建立了有利的背景条件, 对亚洲夏季风的爆发产生明显影响 (刘新等, 2002; 何金海等, 2007)。印度洋和青藏高原两区域之间对流层中高层的经向温度梯度是南亚季风的一个重要指标, 经向温度梯度的反转与南亚夏季风的爆发和撤退同时发生, 青藏高原-印度洋热力差异的变化与南亚夏季风的建立

及季风降水的出现存在密切联系 (Li and Yanai, 1996; Ueda et al., 2006; Dai et al., 2013)。

Li and Yanai (1996) 发现亚洲季风的建立经常伴随着青藏高原以南高空经向温度梯度的逆转, 这一温度梯度逆转是以青藏高原为中心的欧亚大陆温度迅速增加的结果, 同时还发现亚洲夏季风强度与对流层中上层平均温度有很强的正相关关系, 当欧亚大陆温度增强时, 对应的季风环流也增强。许多学者对青藏高原与印度洋热力差异和南亚季风爆发关系进行研究, 得到了与 Li and Yanai (1996) 相似的结论。例如, He et al. (2003) 认为在亚洲季风区, 青藏高原从冬季是冷源到夏季是热源的变化对季风活动显得尤为重要, 高原热源的变化使得亚洲南部地区对流层中上层 500-200 hPa 经向温度梯度在冬季是负值, 夏季是正值, 其季节反转被认为是加热场改变的一个重要标志。印度季风主要受亚洲大陆和印度洋之间的经向温度差异的影响, 东南亚和印度雨季的爆发与对流层中高层大气温度梯度的逆转有关, 长江流域梅雨也与青藏高原南侧对流层 400 hPa 经向温度梯度有较好的对应关系 (He et al., 1987; 李燕赞, 2015)。南印度洋与南亚地区热力差异对印度夏季风的爆发存在一定影响, Zhang et al. (2017) 发现印度夏季风的爆发时间滞后于南印度洋和南亚地区之间热力差异发生逆转的时间。

南亚地区对流层中上层 500-200 hPa 经向温度梯度的反转一般发生在东亚高空西风急流的两次北跳之前, 因此, 南亚地区对流层中高层经向温度梯度反转被认为是东亚高空西风急流两次北跳的重要原因之一 (李崇银等, 2004)。并且, 东亚大陆与西太平洋温度差异的季节转换时间可以表示东亚季风的爆发, 东亚大陆和西太平洋纬向海陆热力差异的季节转换可能预示着东亚副热带夏季风的建立, 包含青藏高原的亚洲大陆与西太平洋之间的纬向热力差异形成的季节循环可能是东亚副热带季风自身独立存在的推动力 (Qi et al., 2008)。

不同时间和不同区域形成的海陆热力对比影响亚洲季风爆发的不同阶段。亚洲季风最早在孟加拉湾爆发, 受到春季青藏高原及其南侧海洋之间热力对比的调制影响 (Wu et al., 2011)。Zhang et al. (2017) 研究南亚大陆和南印度洋热力差异对印度夏季风爆发的影响, 发现海陆热力差异在 4 月开始变得明显, 5 月南亚大陆地区出现比较强的加热中心, 南亚大陆和南印度洋热力对比由负转正的时间大约比印度夏季风的爆发时间早 15 候。5 月是亚洲大部分地区雨季开始, 北半

球春季向夏季过渡的关键月份，5 月青藏高原偶极型热源异常通过南亚地区经向热力差异，对南亚夏季风爆发早晚造成影响，青藏高原非绝热加热东南部正异常-西北部负异常的模态可以增强高原东南的上升运动和西北的下沉运动，垂直运动和对流层中上层温度的水平平流引起的加热使青藏高原增温，引起南亚地区经向温度梯度由冬到夏逆转的发生时间早于气候平均状态，激发南亚夏季风的提前爆发（Yu et al., 2021; Hu et al., 2022）。并且，高原不同区域热力作用对季风爆发影响有所差异。春季，青藏高原中西部增强的地表感热造成的上升气流在高原以西的印度季风区北部下沉，通过局地对流层中上部的暖异常中心，引起印度季风区对流层经向热力对比由冬到夏的季节性反转提前，有助于印度季风提前爆发（Zhang et al., 2015）。

图 3 为青藏高原-印度洋热力差异指数（Li and Xiao, 2021）的逐日演变，南亚夏季风爆发早的年份，青藏高原与印度洋热力差异由负转正的时间相对更早；反之，南亚夏季风爆发晚的年份，青藏高原与印度洋热力差异由负转正的时间相对更晚。Li and Xiao（2021）指出该指数的逐候增量在提前南亚夏季风爆发时间 15 候的时候对南亚夏季风爆发早晚有一定的指示意义。图 4 展示了南亚夏季风爆发前后对流层中高层热力状况的演变特征，从南亚夏季风爆发前 20 候到爆发当候，青藏高原和热带印度洋的热力对比从爆发前青藏高原偏冷、热带印度洋偏暖，逆转为爆发时青藏高原偏暖、热带印度洋相对偏冷；并且在季风爆发以后，青藏高原温度偏暖、热带印度洋温度偏冷的特征更为明显，使南亚夏季风盛行并维持。

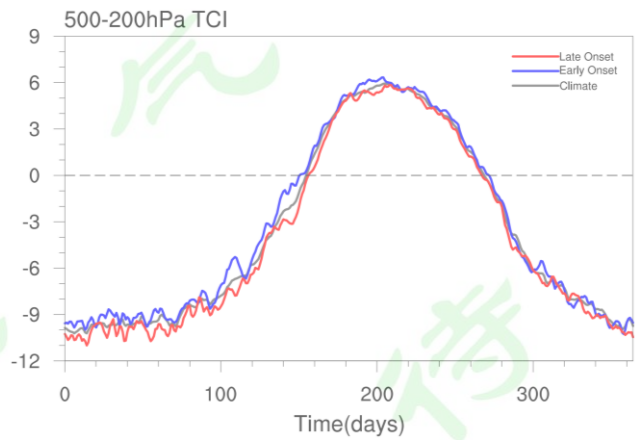


图 3 1979-2017 年期间，南亚夏季风爆发最早的 10 年（蓝色）、最晚的 10 年（红色），以及气候平均（黑色）的青藏高原与印度洋热力差异逐日演变。

Fig. 3 Daily evaluation of TCI averaged during the earliest 10 years (blue line), the latest 10 years (red line), and the climatological mean state (black line) of the South Asian summer monsoon onset time.

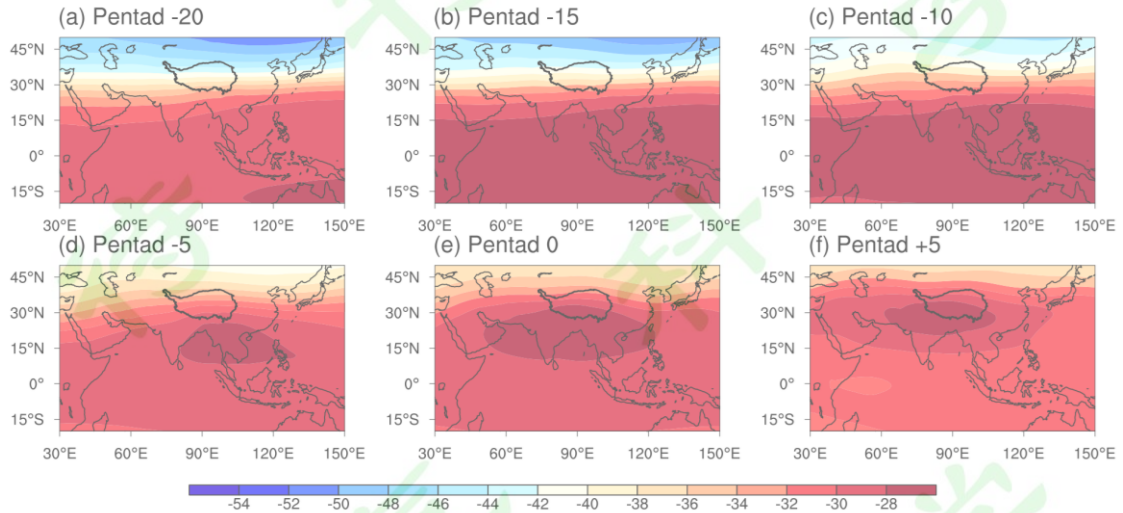


图 4 南亚夏季风爆发 (a) 第-20 候, (b) 第-15 候, (c) 第-10 候, (d) 第-5 候, (e) 第 0 候, (f) 第 5 候的 500-200 hPa 平均温度 (填色; 单位: °C)。

Fig. 4 Averaged 500-200 hPa air temperature (shading, unit: °C) at (a) pentad -20, (b) pentad -15, (c) pentad -10, (d) pentad -5, (e) pentad 0, and (f) pentad 5 of the onset of South Asian monsoon.

5 青藏高原-印度洋热力差与南亚夏季风年际变化的联系

建立青藏高原与其周边区域热力差异指数来分析其与亚洲季风的年际关系是探究热力差异对亚洲季风年际变化影响直接且方便的途径, 一些研究已通过计算热力差异指数讨论了热力差异对南亚夏季风和东亚夏季风的建立和发展具有的重要决定性作用 (Zuo and Zhang, 2023)。基于地表温度和海温建立的海陆热力差异指数能很好表征东亚季风环流和夏季降水的年际变化。当指数偏强时, 东亚对流层东风气流明显偏强, 我国雨带偏北, 江淮流域和长江中下游明显干旱, 华南、华北降水偏多, 弱指数年反之, 这一降水异常特征可以从强弱海陆热力差年份的环流异常得到解释 (孙秀荣等, 2002)。从对流层高层热力作用的角度考虑其对 2009 年南亚和东亚季风异常的影响, 能发现季风异常主要是由对流层上层

热力对比及其相互作用引起的。对流层上层异常增暖或冷却通过对应的反气旋或气旋异常引起热力环流异常，最终造成季风对流活动的改变（Vaid and Liang, 2023）。

Li and Xiao（2021）通过分析季风环流的空间结构，探讨青藏高原-印度洋热力差异对南亚季风环流演变和对流活动的代表性（图 5）。青藏高原-印度洋热力差异指数偏大时，南亚季风区包括印度半岛、孟加拉湾和中南半岛的对流活动显著增强（图 5a）。对应南亚季风对流异常（图 5a），在图 5b-c 中能看到明显的季风环流异常。850 hPa 风场异常体现出非洲东岸的越赤道气流显著增强，从非洲东岸到孟加拉湾的西风带增强，西风带东部是增强的南亚季风槽（图 5b）。在高层 200 hPa，南亚高压和其南部的东风急流均显著增强（图 5c）。Annamalai et al.（1999）基于印度夏季降水分析的环流场，以及 Wang et al.（2001）基于 850 hPa 纬向风定义的印度季风指数的相关环流场和对流场的结果与此相似。基于整层积分的大气热源，也能得到青藏高原与热带印度洋热力差异与南亚夏季风具有很强的正相关关系，当青藏高原与印度洋热力差异偏大时，南亚夏季风环流偏强（Luo et al., 2021b）。因此，在年际变化上，青藏高原-印度洋热力差异指数代表的青藏高原与印度洋热力对比可以很好地描述南亚季风强度，以及南亚夏季风环流演变和对流活动的特征。

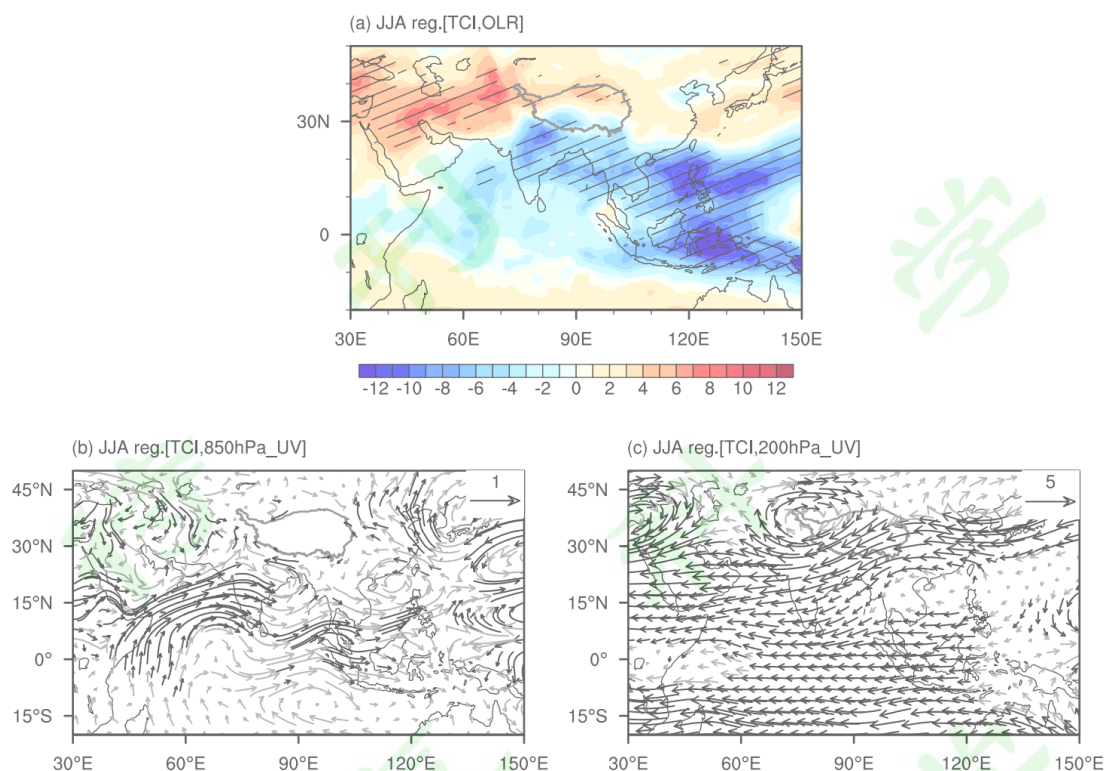


图 5 1979-2017 年夏季 (a) 对流场 (填色表示 OLR, 单位: W m^{-2}), (b) 850 hPa 风场和 (c) 200 hPa 风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 异常回归到青藏高原与印度洋热力差异 (TCI)。图 (a) 中斜线和图 (b) (c) 中的黑色矢量表示回归系数超过显著性水平为 5% 的显著性检验。改编自 Li and Xiao (2021)

Fig. 5 Regression of (a) OLR (shading, unit: W m^{-2}), (b) 850 hPa wind, and (c) 200 hPa wind (vector, unit: m s^{-1}) anomalies against the thermal contrast between Tibetan Plateau and Indian Ocean in summer (JJA) during 1979-2017. The slanted hatching in (a) and black vectors in (b) (c) denote regression coefficients that exceed the 5% significant level. Adapted from Li and Xiao (2021)

6 青藏高原-印度洋热力差与南亚季风年代际变化的联系

20 世纪 60 年代中期和 70 年代末, 南亚季风经历了两次年代际减弱的变化, 亚洲大陆与热带地区对流层的热力对比减弱是这两次南亚季风环流减弱的主要原因。20 世纪 60 年代中期海陆热力对比减弱的原因可能是东亚大陆区域对流层温度显著下降, 70 年代末海陆热力对比减弱可归因于从印度洋到西太平洋的热带海洋地区对流层显著增暖 (Wu, 2005)。Ding et al. (2008) 指出热带高空东风急流减弱是亚洲季风系统年代际减弱的主要原因, 而热带高空东风急流减弱是中

高纬对流层高层变冷和亚洲低纬度变暖引起的。紧接着的研究发现青藏高原在 20 世纪 70 年代末以后，春季和夏季进入大气的地表感热显著减少，引起的大气热源明显减弱，这是 70 年代末以后青藏高原-印度洋热力对比年代际减弱的原因之一（Ding et al., 2009）。Dairaku and Emori（2006）发现在全球变暖背景下，陆地升温强于海洋导致的海陆热力差异增强使得对流层低层季风环流北移和亚洲季风区降水增强。图 6 展示了自 20 世纪 50 年代以来，由于印度洋迅速变暖，陆地-海洋热力差异减弱，南亚夏季风呈减弱趋势，南亚夏季风减弱导致局部经向环流减弱。与 1950-1999 年相对比，南亚夏季风降水在 2002 年以后呈现增加的趋势，并提出这是由印度次大陆变暖迅速和印度洋变暖速度较慢引起陆地-海洋温度梯度急剧增加，对流层经向温度梯度增强所驱动的。印度次大陆变暖的原因是阿拉伯海的海洋蒸发减少导致低云减少，从而减少了向印度输送的水分（Jin and Wang, 2017; Roxy, 2017）。

亚洲大陆与印度洋的热力差异和亚洲季风环流的年代际变化高度一致，即，在 1970s 之前和 1990s 后期之后，包括青藏高原的亚洲大陆与印度洋热力差异和亚洲夏季风环流均比 1970s 到 1990s 后期之间强。大西洋多年代际振荡是亚洲大陆和印度洋热力差异年代际变化的原因之一，大西洋多年代际振荡变化引起的对流层高层青藏高原与印度洋热力差异的减弱趋势将导致南亚夏季风环流的减弱（Wu et al., 2022; Zuo and Zhang, 2023）。

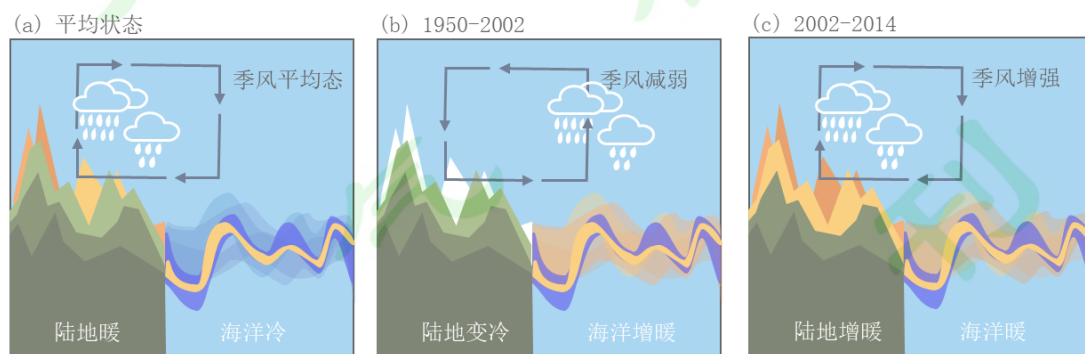


图 6 南亚夏季风变化示意图。(a) 夏季，陆地和海洋之间的热力差异驱动季风从海洋携带水分作为降水降落在印度。(b) 在 1950-2002 年的半个世纪里，印度洋的快速变暖削弱了海陆热力对比，从而减少降雨量。(c) 自 2002 年以后，随着印度大陆强烈变暖，这种情况发生了逆转，季风强度开始恢复（Jin and Wang, 2017）。改自 Roxy（2017）

Fig. 6 Schematic illustration of changes in the Indian summer monsoon. (a) The temperature difference between land and ocean during summer drives the moisture-laden monsoon winds, carrying water from the ocean and dumping it as rainfall over India. (b) However, a rapid warming in the Indian Ocean during the past half century has weakened this thermal contrast, thereby reducing the amount of rainfall. (c) Jin and Wang (2017) show that this condition has reversed since 2002, with a strong warming of the Indian landmass. This has strengthened the thermal contrast again, leading to a revival of the monsoon. Adapted from Roxy (2017)

5月是南亚夏季风爆发的关键月份，Li and Xiao (2022) 发现5月青藏高原-印度洋热力差异通过增强阿拉伯海经向水汽输送引起的大气热源，改变中高纬波活动通量的传播路径，最终对青藏高原南部及南亚地区降水产生影响。5月青藏高原-印度洋热力差异对南亚季风降水的影响发生了年代际转变，与1979-1996年相比，青藏高原南部与青藏高原-印度洋热力差异指数显著相关的降水正异常在1997-2014年明显向北、向西扩展，青藏高原-印度洋热力差异对南亚季风降水的影响范围在20世纪90年代中期以后增大（图7）。

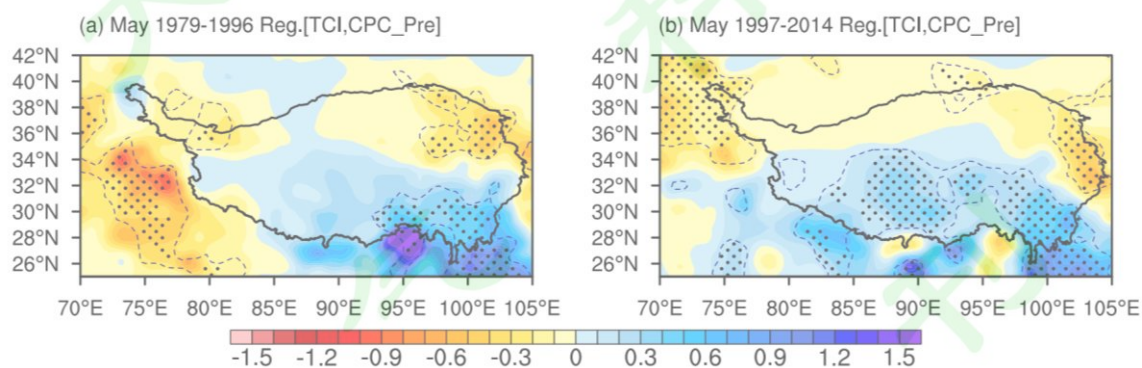


图7 (a) 1979-1996年和(b)1997-2014年5月降水异常(填色,单位: mm day^{-1})回归到青藏高原与印度洋热力差异(TCI)。圆点和虚线分别表示结果通过5%和10%显著性水平的检验。改自 Li and Xiao (2022)

Fig. 7 Regression of precipitation anomalies (shading, unit: mm day^{-1}) against the thermal contrast between Tibetan Plateau and Indian Ocean in May for (a) 1979-1996 and (b) 1997-2014. Results above 5% and 10% significant level are denoted by black

dots and circled with dashed lines, respectively. Adapted from Li and Xiao (2022)

7 总结与讨论

随着观测资料的丰富和数值模式的不断发展,关于青藏高原和印度洋热力异对亚洲季风影响的研究在过去得到不断深入。其中,对青藏高原-印度洋经向热力差异影响南亚夏季风机制的探索,丰富和加深了对青藏高原-印度洋热力差气候效应的理解和认识。本文主要从青藏高原-印度洋热力差异对南亚夏季风爆发的影响,青藏高原-印度洋热力差异与南亚夏季风的年际和年代际关系三个方面,简单总结和回顾了青藏高原-印度洋热力差异对亚洲季风活动的多尺度影。关于青藏高原-印度洋热力差异及其对亚洲季风影响的研究成果,主要结论总结如下:

季风的爆发是季风活动最重要的次季节特征,青藏高原-印度洋热力差异由负转正的逆转时间与南亚夏季风的爆发时间对应,热力差异由负到正逆转时间越早对应南亚夏季风爆发越早。青藏高原-印度洋热力差异逐候增量的变化对南亚夏季风的爆发存在提前的信号,逐候增量提前南亚夏季风爆发时间 15 候时,与南亚夏季风爆发时间关系最为密切。加强对青藏高原-印度洋热力差异信号的综合分析有助于提前预测南亚夏季风的爆发,进而为农业和水资源的管理,以及气象灾害的预报预警提供重要的决策依据。

季风强度具有明显的年际变化特征,对降水的年际变化也具有指示意义。青藏高原-印度洋热力差异的变化能表征南亚夏季风强度的变化,青藏高原-印度洋热力差异与南亚夏季风强度具有很好的关系,其前期信号能在一定程度上预测季风强度的年际变化。此外,通过揭示青藏高原-印度洋热力差异的海温、积雪等外强迫影响因素对南亚季风的影响,有助于提供一个较为综合的预测南亚季风强度和降水异常的指标。

包含青藏高原的亚洲大陆与热带海洋的热力差异和南亚季风环流的年代际变化一致。亚洲大陆与热带海洋的热力差异减弱,驱动了 20 世纪 60 年代中期和 70 年代末南亚季风经历的两次年代际减弱的变化;亚洲陆地和海洋之间温度梯度增大驱动了南亚夏季风在 2002 年以后的增强趋势。青藏高原-印度洋热力差异与南亚夏季风降水的关系也存在年代际转变,而影响该年代际转变的关键因子之一是阿拉伯海经向水汽输送。

388 尽管我们已经开展了大量青藏高原-印度洋热力差异对南亚季风活动、水汽
389 输送和降水异常的影响研究工作，但从决策者对气候预测信息的利用需求来说，
390 掌握更为细致的月到次季节尺度的异常变化是更为重要的，目前我们对青藏高原
391 -印度洋热力差异与南亚季风的次季节变化特征，及其中影响机制的认识尚不完
392 全充分，未来仍有许多方面值得进一步深入研究。
393

参考文献 (References)

- 394
395 Annamalai H, Slingo J M, Sperber K R, et al. 1999. The Mean Evolution and
396 Variability of the Asian Summer Monsoon: Comparison of ECMWF and
397 NCEP–NCAR Reanalyses [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127(6): 1157–1186. doi:
398 10.1175/1520-0493(1999)127<1157:tmeavo>2.0.co;2
- 399 Chou C, Neelin J D. 2003. Mechanisms limiting the northward extent of the northern
400 summer monsoons over North America, Asia, and Africa* [J]. *J. Climate*, 16(3):
401 406–425. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0406:MLTNEO>2.0.CO;2
- 402 Chou C. 2003. Land–sea heating contrast in an idealized Asian summer monsoon [J].
403 *Climate Dyn.*, 21(1): 11–25. doi: 10.1007/s00382-003-0315-7
- 404 Dai A G, Li H M, Sun Y, et al. 2013. The relative roles of upper and lower
405 tropospheric thermal contrasts and tropical influences in driving Asian summer
406 monsoons [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118(13): 7024–7045. doi:
407 10.1002/jgrd.50565
- 408 Dairaku K, Emori S. 2006. Dynamic and thermodynamic influences on intensified
409 daily rainfall during the Asian summer monsoon under doubled atmospheric CO₂
410 conditions [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(1): 311–330. doi: 10.1029/2005GL024754
- 411 Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation
412 in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II:
413 Possible causes [J]. *Int. J. Climatol.*, 29(13): 1926–1944. doi: 10.1002/joc.1759
- 414 Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation
415 in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I:
416 Observed evidences [J]. *Int. J. Climatol.*, 28(9): 1139–1161. doi.: 10.1002/joc.1615
- 417 Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer
418 climate patterns over subtropical Asia [J]. *Climate Dyn.*, 24(7–8): 793–807.
419 doi:10.1007/s00382-004-0488-8
- 420 Fu C b, Fletcher J O. 1985. The Relationship between Tibet-Tropical Ocean Thermal
421 Contrast and Interannual Variability of Indian Monsoon Rainfall [J]. *J. Appl.*
422 *Meteorol.*, 24(8): 841–848. doi:
423 10.1175/1520-0450(1985)024<0841:TRBTTO>2.0.CO;2
- 424 He B, Liu Y M, Wu G X, et al. 2019. The role of air–sea interactions in regulating the
425 thermal effect of the Tibetan–Iranian Plateau on the Asian summer monsoon [J].
426 *Climate Dyn.*, 52(5): 4227–4245. doi: 10.1007/s00382-018-4377-y
- 427 He H Y, Mcginnis J W, Song Z S, et al. 1987. Onset of the Asian Summer Monsoon in
428 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115(9): 1966–1995.
429 doi: 10.1175/1520-0493(1987)1152.0.CO;2
- 430 He H Y, Sui C H, Jian M Q, et al. 2003. The evolution of tropospheric temperature
431 field and its relationship with the onset of Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor.*

- 432 Soc. Japan, 81(5): 1201–1223. doi: 10.2151/jmsj.81.1201
- 433 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 2007. 关于东亚副热带季风 and 热带季风的再认识 [J].
 434 大气科学, 31(6): 1257–1265. He Jinhai, Qi Li, Wei Jin, et al. 2007.
 435 Reinvestigations on the East Asian subtropical monsoon and tropical monsoon [J].
 436 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(6): 1257–1265.
 437 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.20
- 438 Holton J R. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology [M]. Int. Geophys. Ser.,
 439 vol. 88, 4th ed., edited by R. Dmowska, J. R., and H. T. Rossby, 535pp., Elsevier
 440 Acad., Burlington, Mass.
- 441 Hu D, Duan A M, Zhang P. 2022. Association between regional summer monsoon
 442 onset in South Asia and Tibetan Plateau thermal forcing [J]. Climate Dyn., 59(3–4):
 443 1115–1132. doi: 10.1007/s00382-022-06174-8
- 444 Hu J, Duan A M. 2015. Relative contributions of the Tibetan Plateau thermal forcing
 445 and the Indian Ocean Sea surface temperature basin mode to the interannual
 446 variability of the East Asian summer monsoon [J]. Climate Dyn., 45(9): 2697–2711.
 447 doi: 10.1007/s00382-015-2503-7
- 448 Huang X, Zhou T J, Dai A G, et al. 2020. South Asian summer monsoon projections
 449 constrained by the interdecadal Pacific oscillation [J]. Sci. adv., 6(11): eaay6546.
 450 doi: 10.1126/sciadv.aay6546
- 451 Ji C X, Zhang Y Z, Cheng Q M, et al. 2018. On the relationship between the early
 452 spring Indian Ocean's sea surface temperature (SST) and the Tibetan Plateau
 453 atmospheric heat source in summer [J]. Glob. Planet. Chang., 164(2018): 1–10. doi:
 454 10.1016/j.gloplacha.2018.02.011
- 455 Jiang X W, Li Y Q, Yang S, et al. 2016. Interannual variation of summer atmospheric
 456 heat source over the Tibetan Plateau and the role of convection around the western
 457 Maritime Continent [J]. J. Climate, 29(1): 121–138. doi:
 458 10.1175/JCLI-D-15-0181.1
- 459 Jin Q J, Wang C. 2017. A revival of Indian summer monsoon rainfall since 2002 [J].
 460 Nat. Clim. Chang., 7(8): 587–594. doi: 10.1038/nclimate3348
- 461 Li C F, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer
 462 monsoon in relation to land sea thermal contrast [J]. J. Climate, 9(2): 358–375. doi:
 463 10.1175/1520-0442(1996)009<0358:TOAIVO>2.0.CO;2
- 464 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北
 465 跳关系的研究 [J]. 大气科学, 28(5): 641–658. Li Chongyin, Wang Zuotai, Lin
 466 Shizhe, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity
 467 and northward jump of the upper westerly jet location [J]. Chinese Journal of
 468 Atmospheric Sciences (in Chinese), 28(5): 641–658. doi:
 469 10.3878/j.issn.1006-9895.2004.05.01
- 470 Liu X D, Yanai M. 2001. Relationship between the Indian monsoon rainfall and the

- tropospheric temperature over the Eurasian continent [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127(573): 909–937. doi: 10.1002/qj.49712757311
- 刘新, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2002. 青藏高原加热与亚洲环流季节变化和夏季风爆发 [J]. *大气科学*, 26(6): 781–793. Liu Xin, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2002. Diabatic heating over the Tibetan Plateau and theseasonal variations of the Asian circulation and summer monsoon onset [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26(6): 781–793. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2002.06.07
- 李燕赞, 刘晓东. 2015. 春夏转换期青藏高原南侧对流层大气经向温度梯度逆转与亚洲夏季风建立及降水变化的联系 [J]. *地球环境学报*, 6(1): 26–34. Li Yanbin, Liu Xiaodong. 2015. Reversal of tropospheric meridional temperature gradient south of the Tibetan Plateau during spring-summer transition and its relation to Asian summer monsoon onset and precipitation change [J]. *Journal of Earth Environment (in Chinese)*, 6(1): 26–34. doi: 10.7515/JEE201501004
- Li Z Q, Xiao Z N, Ling J. 2023. Impact of extremely warm Tibetan Plateau in spring on the rare rainfall anomaly pattern in the regions west and east to Plateau in late summer 2022 [J]. *Atmos. Res.*, 290(3): 106797. doi: 10.1016/j.atmosres.2023.106797
- Li Z Q, Xiao Z N. 2020. Analyze on the contribution of the moisture sources to the precipitation over mid-low Lancang River nearby region and its variability in the beginning of wet season [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 141(1-2): 775–789. doi: 0.1007/s00704-020-03228-x
- Li Z Q, Xiao Z N. 2021. Thermal contrast between the Tibetan Plateau and tropical Indian Ocean and its relationship to the South Asian summer monsoon [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 14(1): 100002. doi: 10.1016/j.aosl.2020.100002
- Li Z Q, Xiao Z N. 2022. The Role of Tibetan Plateau–Indian Ocean Thermal Contrast in the Significant Increasing Precipitation over the Southern Tibetan Plateau in May after the Mid-1990s [J]. *J. Climate*, 35(23): 7661–7675. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0619.1
- Luo X Q, Xu J J, Liu C L, et al. 2021a. Characteristics of Atmospheric Heat Sources in the Tibetan Plateau-Tropical Indian Ocean Region [J]. *J. Trop. Meteorol.*, 27(1): 70–80. doi: 10.46267/j.1006-8775.2021.007
- Luo X Q, Xu J J, Zhang Y, et al. 2021b. Relationship between the Tibetan Plateau-tropical Indian Ocean thermal contrast and the South Asian summer monsoon [J]. *Frontiers of Earth Science*, 15(1): 151–166. doi: 10.1007/s11707-020-0846-9
- Meehl G A. 1994. Coupled land-ocean-atmosphere processes and South Asian monsoon variability [J]. *Science*, 266(5183): 263–267. doi: 10.1126/science.266.5183.263
- Ming S G, Wang W K, Jin S G. 2019. Variability of temperature and ozone in the

upper troposphere and lower stratosphere from multi-satellite observations and reanalysis data [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 19(10): 6659–6679. doi: 10.5194/acp-19-6659-2019

明绍慧, 秦正坤, 黄瑜. 2019. 卫星资料揭示的青藏高原对流层上层温度气候演变趋势特征 [J]. *高原气象*, 38(2): 264–277. Ming Shaohui, Qin Zhengkun, Huang Yu. 2019. Satellite data reveals the trend of the upper troposphere temperature over the Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 38(2): 264–277. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00120

Minoura D, Kawamura R, Matsuura T. 2003. A Mechanism of the Onset of the South Asian Summer Monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81(3): 563–580. doi: 10.2151/jmsj.81.563

Qi L, He J H, Zhang Z Q, et al. 2008. Seasonal cycle of the zonal land-sea thermal contrast and East Asian subtropical monsoon circulation [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 53(1): 131–136. doi: 10.1007/s11434-007-0518-0

Roxy M K, Ritika K, Terray P, et al. 2015. Drying of Indian subcontinent by rapid Indian Ocean warming and a weakening land-sea thermal gradient [J]. *Nat. Commun.*, 6(2015): 7423. doi: 10.1038/ncomms8423

Roxy M K. 2017. Land warming revives monsoon [J]. *Nat. Clim. Chang.*, 7(8): 549–550. doi: 10.1038/nclimate3356

Singh D, Ghosh S, Roxy M K, et al. 2019. Indian summer monsoon: Extreme events, historical changes, and role of anthropogenic forcings [J]. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.*, 10(2): e571. doi: 10.1002/wcc.571

孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 2002. 东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系 [J]. *气象学报*, 60(2): 164–172. Sun Xiurong, Chen Longxun, He Jinhai. 2002. Index of land–sea thermal difference and its relation to interannual variation of summer circulation and rainfall over East Asia [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 60(2): 164–172. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2002.02.005

Sun Y, Ding Y H, Dai A G. 2010. Changing links between South Asian summer monsoon circulation and tropospheric land-sea thermal contrasts under a warming scenario [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37(2): 195–205. doi:10.1029/2009GL041662

Sun Y, Ding Y H. 2011. Responses of South and East Asian summer monsoons to different land-sea temperature increases under a warming scenario [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 56(25): 2718–2726. doi: 10.1007/s11434-011-4602-0

Turner A G, Annamalai H. 2012. Climate change and the South Asian summer monsoon [J]. *Nat. Clim. Chang.*, 2(8): 587–595. doi: 10.1038/nclimate1495

Ueda H, Yasunari T. 1998. Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76(1): 1–12. doi: 10.2151/jmsj1965.76.1_1

- 548 Vaid B H, Liang X S. 2023. Additional Possible Cause of the Erratic 2009 Monsoon
549 Over South and East Asia: Large-Scale Change in the Upper Tropospheric
550 Temperature [J]. *Atmos. Ocean*, 61(3): 162–172. doi:
551 10.1080/07055900.2023.2177136
- 552 Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual Variability of the Asian Summer
553 Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian
554 Monsoons* [J]. *J. Climate*, 14(20): 4073–4090. doi:
555 10.1175/1520-0442(2001)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2
- 556 Wang P X, Wang B, Cheng H, et al. 2017. The global monsoon across time scales:
557 Mechanisms and outstanding issues [J]. *Earth-Sci. Rev.*, 174(1): 84–121. doi:
558 10.1016/j.earscirev.2017.07.006
- 559 Wang S Y, Davies R E, Huang W R, et al. 2011. Pakistan's two-stage monsoon and
560 links with the recent climate change [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 116(D16):
561 D16114. doi:10.1029/2011JD015760
- 562 Wang Z Q, Duan A M, Yang S. 2019. Potential regulation on the climatic effect of
563 Tibetan Plateau heating by tropical air–sea coupling in regional models [J]. *Climate*
564 *Dyn.*, 52(1): 1685–1694. doi: 10.1007/s00382-018-4218-z
- 565 Wang Z Q, Li G, Yang S. 2018. Origin of Indian summer monsoon rainfall biases in
566 CMIP5 multimodel ensemble [J]. *Climate Dynamics*, 51(1): 755–768. doi:
567 10.1007/s00382-017-3953-x
- 568 Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes,
569 predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*,
570 103(C7): 14451–14510. doi: 10.1029/97JC02719
- 571 Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and Enso: Selectively Interactive Systems [J]. *Q.*
572 *J. R. Meteorol. Soc.*, 118(507): 877–926. doi: 10.1002/qj.49711850705
- 573 Wu B Y. 2005. Weakening of Indian summer monsoon in recent decades [J]. *Adv.*
574 *Atmos. Sci.*, 22(1): 21–29. doi: 10.1007/BF02930866
- 575 吴国雄, 李伟平, 郭华, 等. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风 [M]//叶笃正.
576 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 116–126. Wu Guoxiong, Li Weiping, Guo
577 Hua, et al. 1997. Sensible heat driven air-pump over the Tibetan Plateau and its
578 impacts on the Asian summer monsoon [M]//Ye Duzheng. Collections on the
579 Memory of Zhao Jiuzhang (in Chinese). Beijing: Science Press, 116–126.
- 580 Wu G X, Guan Y, Wang T M, et al. 2011. Vortex genesis over the Bay of Bengal in
581 spring and its role in the onset of the Asian summer monsoon [J]. *Sci. China Earth*
582 *Sci.*, 54(1): 1–9. doi: 10.1007/s11430-010-4125-6
- 583 Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon
584 [J]. *Sci. Rep.*, 2(1): 404. doi: 10.1038/srep00404
- 585 Wu Q Y, Li Q Q, Ding Y H, et al. 2022. Asian summer monsoon responses to the

change of land-sea thermodynamic contrast in a warming climate: CMIP6
projections [J]. *Adv. Clim. Change Res.*, 13(2): 205–217. doi:
10.1016/j.accre.2022.01.001

吴玉婷, 杨崧, 胡晓明, 等. 2022. 青藏高原与周边地区近四十年区域夏季地表气温变化趋势的异同及归因分析 [J]. *大气科学*, 46(5): 1253–1266. Wu Yuting, Yang Song, Hu Xiaoming, et al. 2022. Difference/Similarity and Attribution of Changes in Regional Summer Surface Air Temperatures over the Tibetan Plateau and Its Surrounding Regions in the Past 40 Years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 46(5): 1253–1266. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2205.21197

Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal Heating of the Tibetan Plateau and Its Effects on the Evolution of the Asian Summer Monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70(1): 419–434. doi: 10.2151/jmsj1965.70.1b_319

叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau* (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278pp.

叶笃正, 顾震潮. 1955. 西藏高原对于东亚大气环流及中国天气的影响 [J]. *科学通报*, 6(6): 29–33. Ye Duzheng, Gu Zhenchao. 1955. Impacts of the Tibetan Plateau on East Asian atmospheric circulation and Chinese weather [J]. *Chinese Science Bulletin*, 6(6): 29–33. doi:10.1360/csb1955-0-6-29

Yeh T C, Lo S W, Chu P C. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surroundings [J]. *Acta Meteor. Sin.*, 28(2): 108–121. doi: 10.11676/qxxb1957.010

Yu W, Liu Y M, Yang X Q, et al. 2021. Impact of North Atlantic SST and Tibetan Plateau forcing on seasonal transition of springtime South Asian monsoon circulation [J]. *Climate Dyn.*, 56(1): 559–579. doi: 10.1007/s00382-020-05491-0

张平, 高丽, 毛晓亮. 2006. 青藏高原气温与印度洋海温遥相关的初步研究 [J]. *高原气象*, 25(5): 800–806. Zhang Ping, Gao Li, Mao Xiaoliang. 2006. Primary analyses of teleconnection relationship between the Qinghai-Xizang Plateau air temperature and the Indian Ocean SST [J]. *Plateau Meteorology*, 25(5): 800–806. doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2006.05.005

张艳, 钱永甫. 2002. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响 [J]. *南京气象学院学报*, 25(3): 298–306. Zhang Yan, Qian Yongfu. 2002. Thermal effect of surface heat source over the Tibetan Plateau on the onset of Asian summer monsoon [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 25(3): 298–306. doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2004.03.006

张盈盈, 李忠贤, 刘伯奇. 2015. 春季青藏高原表面感热加热的年际变化特征及其对印度夏季风爆发时间的影响 [J]. *大气科学*, 39(6):1059–1072. Zhang Yingying, Li Zhongxian, Liu Boqi. 2015. Interannual variability of surface sensible heating over the Tibetan Plateau in boreal spring and its influence on the onset time

- of the Indian Summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 39(6): 1059–1072. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14226
- Zhang Y W, Fan G Z, Hua W, et al. 2017. Differences in atmospheric heat source between the Tibetan Plateau–South Asia region and the southern Indian Ocean and their impacts on the Indian summer monsoon outbreak [J]. *J. Meteorol. Res.*, 31(3): 540–554. doi: 10.1007/s13351-017-6042-5
- 张永生, 吴国雄. 1999. 关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的物理机理的诊断分析:II青藏高原及邻近地区地表感热加热的作用 [J]. *气象学报*, 57(1): 56–73. Zhang Yongsheng, Wu Guoxiong. 1999. Diagnostic investigations on the mechanism of the onset of Asian summer monsoon and abrupt seasonal transitions over the Northern Hemisphere. Part II: The role of surface sensible heating over Tibetan Plateau and surrounding regions [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 57(1): 56–73. doi: 10.11676/qxxb1999.005
- Zhao L L, Xu J J, Powell A M. 2015. Uncertainties of the global-to-regional temperature and precipitation simulations in CMIP5 models for past and future 100 years [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 122(1-2): 259–270. doi: 10.1007/s00704-014-1293-x
- Zhao Y, Duan A M, Wu G X. 2018. Interannual Variability of Late-spring Circulation and Diabatic Heating over the Tibetan Plateau Associated with Indian Ocean Forcing [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 35(8): 927–941. doi: 10.1007/s00376-018-7217-4
- Zhou T J, Song F F, Ha K J, et al. 2017. Decadal change of East Asian summer monsoon: Contributions of internal variability and external forcing [M]. *The Global Monsoon System*, World Scientific, 327–336pp.
- Zuo Z Y, Yang S, Zhang R H, et al. 2013. Long-Term Variations of Broad-Scale Asian Summer Monsoon Circulation and Possible Causes [J]. *J. Climate*, 26(22): 8947–8961. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00691.1
- Zuo Z Y, Zhang K W. 2023. Link between the Land–Sea Thermal Contrast and the Asian Summer Monsoon [J]. *J. Climate*, 36(1): 213–225. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0944.1