

# 东亚和南亚季风协同作用对西南地区夏季降水的影响\*

王映思<sup>1,2</sup> 肖天贵<sup>1,2</sup> 董雪峰<sup>1</sup> 李勇<sup>3</sup> 赵平<sup>2</sup>

WANG Yingsi<sup>1,2</sup> XIAO Tiangui<sup>1,2</sup> DONG Xuefeng<sup>1</sup> LI Yong<sup>3</sup> ZHAO Ping<sup>2</sup>

1. 成都信息工程大学, 成都, 610225

2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

3. 国家气象中心, 北京, 100081

1. *Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China*

2. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

3. *National Meteorological Centre, Beijing 100081, China*

2021-01-04 收稿, 2021-05-01 改回.

王映思, 肖天贵, 董雪峰, 李勇, 赵平. 2021. 东亚和南亚季风协同作用对西南地区夏季降水的影响. 气象学报, 79(4): 541-557

Wang Yingsi, Xiao Tiangui, Dong Xuefeng, Li Yong, Zhao Ping. 2021. Influence of East Asian monsoon and South Asian monsoon synergy on summer precipitation in Southwest China. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(4):541-557

**Abstract** In order to explore the interaction between the East Asian summer monsoon (EASM) and the South Asian summer monsoon (SASM) and its influence on summer precipitation in Southwest China, daily precipitation observations collected at 161 stations in Southwest China from 1979 to 2019 and the global reanalysis data of ERA-5 from 1979 to 2019 are used to compared the correlations of the standardized precipitation index in Southwest China with the intensity indexes of the East Asian and South Asian summer monsoons. Four types of monsoon synergy between EASM and SASM are proposed, and the influences of the four types of monsoon synergy on the precipitation in Southwest China are analyzed. The results show that: (1) There are four types of monsoon synergy in EASM and SASM: Strong EASM-strong SASM, strong EASM-weak SASM, weak EASM-weak SASM and weak EASM-strong SASM. The corresponding cooperative annual precipitation characteristics are the western Sichuan basin type, the whole Southwest consistent type, the whole Sichuan basin type and the eastern Southwest type. (2) In strong EASM-strong SASM years, the western Pacific subtropical high is weaker than normal and shifts to the east, the Iranian high is weaker than normal ad shifts to the west, and there are two cyclonic circulations located in the northeast of the Indian Peninsula and the South China Sea, respectively. The EASM transports water vapor from the South China Sea and the western Pacific to Southwest China. The water vapor convergence in Southwest China is weak with more descending motions and less precipitation. However, there exist obvious water vapor convergence and ascending motions in Chengdu Plain, leading to more precipitation there. In the strong EASM-weak SASM years, the western Pacific subtropical high is weaker and shifts to the east, and the Iranian high is stronger and located to the east of its normal position. The anticyclonic circulation and cyclonic circulation are located in the south of the Indian Peninsula and the western Pacific, respectively. The EASM transports water vapor from the South China Sea and the western Pacific to Southwest China. Significant water vapor convergence and upward movement develop in the southwest, resulting in more precipitation. In weak EASM-weak SASM years, the western Pacific subtropical high extends westward and connects with the Iranian high that extends eastward, while there is no obvious circulation loop in the low latitudes. Water vapor in the west of the Bengal Bay is transported northward to Sichuan Basin, accompanied by obvious upward movements. In other areas, water vapor is divergent with sinking air

\* 资助课题: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK010408)、灾害天气国家重点实验室项目(2019LASW-B02)、气象预报业务关键技术发展专项(YBGJXM2020-04-01)。

作者简介: 王映思, 主要从事天气动力学研究。E-mail: 523268505@qq.com

通信作者: 肖天贵, 主要从事天气动力学研究。E-mail: xiaotiangui@cuit.edu.cn

flow, and precipitation is less than normal. In the weak EASM-strong SASM years, the situation is basically opposite to that in the strong EASM-weak SASM years.

**Key words** East Asian summer monsoon, South Asian summer monsoon, Synergy effect, Southwest China, Summer precipitation

**摘要** 为探究东亚夏季风(EASM, East Asian summer monsoon)和南亚夏季风(SASM, South Asian summer monsoon)相互作用及其强弱变化对西南地区夏季降水的影响,利用1979—2019年西南地区161站逐日降水观测资料和ERA-5提供的1979—2019年全球再分析资料,通过对比西南地区夏季标准化降水指数与东亚和南亚夏季风强度指数的相关,提出了东亚夏季风和南亚夏季风的4类协同作用,并分析了4类季风协同作用对西南地区降水的影响。结果表明:(1)EASM和SASM存在强EASM-强SASM、强EASM-弱SASM、弱EASM-弱SASM和弱EASM-强SASM 4类季风协同作用,其对应的协同年降水特征分别为四川盆地西部型、西南全区一致型、四川全盆地型及西南东部型。(2)强EASM-强SASM年,西太平洋副热带高压偏东偏弱,伊朗高压偏西偏弱,印度半岛东北部与中国南海存在两个气旋式环流,EASM将中国南海—西太平洋的水汽输送至西南地区,西南地区整体水汽辐合较弱,多下沉运动,降水较少,成都平原存在较明显的水汽辐合,上升运动明显,降水较多。强EASM-弱SASM年,西太平洋副热带高压偏东偏弱,伊朗高压偏东偏强,反气旋式环流与气旋式环流位于印度半岛南部与西太平洋,EASM将中国南海—西太平洋的水汽输送至西南地区,西南地区有明显的水汽辐合和上升运动,降水较多。弱EASM-弱SASM年,西太平洋副热带高压西伸与东伸的伊朗高压打通,低纬度地区无明显环流圈,孟加拉湾西侧水汽向北输送至四川盆地,并伴有明显的上升运动,其余地区水汽辐散,气流下沉,降水较少。弱EASM-强SASM年则与强EASM-弱SASM年基本相反。

**关键词** 东亚夏季风, 南亚夏季风, 协同作用, 西南地区, 夏季降水

**中图法分类号** P461

## 1 引言

研究(Krishnamurti, et al, 1982; 陈隆勋, 1984; 戴新刚等, 2002; 陈隆勋等, 2006; 丁一汇等, 2013)表明,东亚季风(EASM)和南亚季风(SASM)是两个相对独立的系统,其结构、环流系统及变化特征等均有明显差异。东亚季风系统包含热带和副热带两类性质的季风,其主要成员有西太平洋副热带高压、澳大利亚高压、中国南海和赤道西太平洋季风槽、100°E以东越赤道气流、赤道东风气流、高层西风急流、梅雨锋及中纬度扰动等;南亚季风是热带性质的季风,其主要成员包括马斯克林高压、索马里越赤道气流、印度北部季风槽、南亚高压及北半球向南的越赤道气流(Tao, et al, 1987; 陈隆勋等, 1991; Lau, et al, 2000; Wang, et al, 2001)。此外,东亚季风存在明显的经向年循环特征,其爆发后对流层上层经向风为偏北风,下层为偏南风,9月中旬后上层转为偏南风,下层转为偏北风;南亚季风则表现出明显的纬向年循环特征,其爆发后对流层上层纬向风为东风,下层为西风,10月初以后对流层上层转为西风,下层转为东风(Huang, et al, 2007)。水汽输送特征方面,东亚季风以经向水汽输送为主,水汽输送的辐合、辐散依赖于风场的辐合、辐散与水汽平流;南亚季风主要是纬向水汽输

送,水汽输送的辐合、辐散主要依赖于风场的辐合、辐散,水汽平流的贡献较小(黄荣辉等, 1998; 周晓霞等, 2008)。

东亚季风和南亚季风虽存在较大差异,但两季风系统联系密切,对中国夏季降水均有重要影响。Zhang(2001)指出,SASM系统的水汽输送与EASM系统的水汽输送成反相关,且东亚地区强(弱)水汽输送与印度夏季降水多(少)相对应(刘芸芸等, 2008)。如1951—1998年印度季风区的强(弱)水汽输送被东亚地区的少(多)水汽输送抵消,造成长江中下游地区降水偏少(多)(Zhang, 2001)。此外,有研究(张人禾, 1999; Wu, 2002)指出印度和中国华北夏季降水存在显著的正相关;郭其蕴等(1988)通过分析中国和印度1951—1980年6—9月的降水量,得到中国华北地区与印度6—9月的降水量成正相关,经验正交函数分解 EOF 模态的分析结果也表明,印度与中国华北地区夏季降水有相同的信号(Kripalani, et al, 1993),且这种正相关主要来自印度与华北2—3 a的夏季降水年际分量(林大伟等, 2016)。戴新刚等(2002)指出夏季风大量的凝结潜热释放会激发SASM与EASM的印度-东亚区域遥相关型,继而影响东亚夏季平均高度场,以此干扰EASM。Wei等(2014, 2015)的研究也表明,印度北部凝结潜热异常导致的南亚高压的东西

移动会影响长江中下游与南方夏季降水。此外,赵汉光等(1996)、施能等(1996a)、郝立生等(2016)认为 EASM 强弱与中国夏季雨带类型存在一定联系,夏季风强(弱)的年份,中国主要雨带分布在北(南)方。蔡学湛(2001)指出,若 EASM 爆发早,则华南前汛期主要雨带迅速向北推进,使华南地区整体降水少于常年;反之主要雨带徘徊于华南,降水多于常年。

西南地区是受季风影响严重的地区, EASM 和 SASM 不仅对西南地区夏季降水有重要影响,且不同季风系统对区域降水的影响也存在明显差异。如,曹杰等(2002)基于 EOF 方法对云南 5 月强降水的空间分布划分为全省一致型、西部和东部、南部相反型以及东部和西部、南部相反型 3 种类型,其中全省一致型与南亚季风指数关系密切,西部和东部、南部相反型主要与南海季风指数相关较好,东部和西部、南部相反型受亚洲季风强度的影响较小。张腾飞等(2004)认为,印度夏季风活动是云南 2002 年 6 月 6 次强降水过程的主要原因。马锋波等(2009)、黄玮等(2012)的研究也表明,云南年降水量与东亚季风和南亚季风指数有较好的相关。此外,周浩等(2010)通过分析多个亚洲季风指数与重庆夏季降水的相关,得到两者存在很好的相关,相关系数的分布表明 EASM 对重庆东部夏季降水的影响较西部明显, SASM 主要影响重庆西部地区,且 EASM 强度与重庆夏季降水成显著的负相关:强 EASM 年,重庆夏季降水少,弱 EASM 年则相反。马振锋等(2003)认为,西南地区夏季降水与东亚季风联系密切,四川盆地初夏干旱年,中国东部地区东亚季风弱,地面东亚季风槽和雨带偏南,多雨年则相反。白莹莹等(2014)指出,1961 年 EASM 强,与 EASM 相关的水平和垂直环流都不利于四川盆地东部地区降水,造成盆地东部地区降水少;1998 年 EASM 弱,情况与 1961 年相反。

西南地区不仅是 EASM 和 SASM 的活动范围,还是 EASM 和 SASM 的重要汇合区之一(Wang, et al, 2003, 2004)。Chen 等(1984)研究指出, EASM 和 SASM 的交界面位于  $100^{\circ}\text{E}$  附近。汤绪等(2009)通过标准化可降水量指数定义了 EASM 的北边缘,得到 EASM 和 SASM 的交界面位于  $100^{\circ}\text{E}$  附近。Cao 等(2012)将相当位温经向梯度为 0 的位置定义为 EASM 和 SASM 的交界面并对其计算,得

到 EASM 与 SASM 的交界面位于  $100^{\circ}\text{E}$  附近,定义了 EASM 与 SASM 交界面指数(IIEI),并指出该指数与 EASM 和 SASM 之间的跷跷板变化密切相关。近年来,桓玉等(2018)利用新资料重新计算了 IIEI,并分析 IIEI 的年际变化、正负异常年特征及其与中国降水的关系,指出 EASM 和 SASM 的协同演变是影响中国南方降水的重要原因。

以上研究综合分析了 EASM 和 SASM 活动及其与中国夏季降水的联系,但仅从两类季风正、负异常年份的特征与环流展开研究,并未涉及到不同强度的 EASM 和 SASM 具体的协同变化与对应的环流特征。且过去对季风活动与西南地区夏季降水相关的研究中,多以单一的季风系统与区域降水相联系,模糊了另一季风系统的作用,而针对 EASM 和 SASM 两大季风系统协同影响西南地区夏季降水的研究较少。且西南地区是 EASM 和 SASM 重要的交汇地,季风的强弱变化对西南地区夏季降水有重要影响(Wang, et al, 2004)。因此,文中将在已有研究的基础上,尝试探究 EASM 和 SASM 存在的多种协同作用及其对中国西南地区夏季降水的影响,增强对 EASM 和 SASM 的遥相关模式及其相互作用的认识。

## 2 资料与方法

Chen 等(1984)、汤绪等(2009)、Cao 等(2012)指出, EASM 和 SASM 的交界面位于  $100^{\circ}\text{E}$  附近,该交界面随 EASM 和 SASM 强度变化左右摆动。因此,以  $100^{\circ}\text{E}$  为轴,选取( $20^{\circ}$ — $35^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}$ — $110^{\circ}\text{E}$ )的西南地区为研究区(图 1),采用 1979—2019 年西

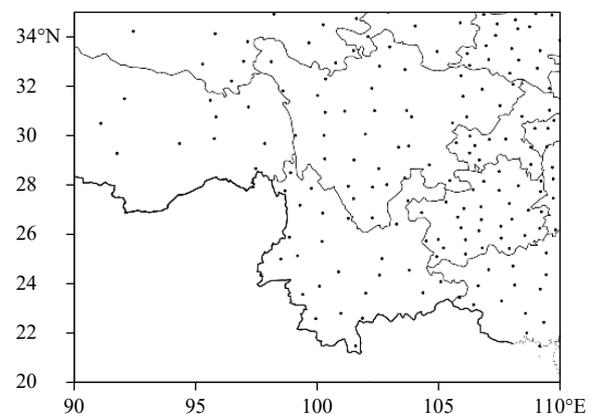


图 1 西南地区降水观测站点

Fig. 1 Precipitation observation stations in Southwest China

南地区 161 站逐日降水观测资料及 ERA-5 提供的 1979—2019 年全球高度场、风场、垂直速度场、湿度场等逐月再分析资料(水平分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ), 通过经验正交函数分解、滑动  $t$  检验、统计、合成分析、诊断分析等方法尝试探究不同强度的 EASM 和 SASM 协同作用对西南地区夏季降水的影响。

### 3 东亚和南亚夏季风与西南地区降水的关系

#### 3.1 西南地区夏季降水特征

通过计算西南地区夏季降水标准化指数(SPI,

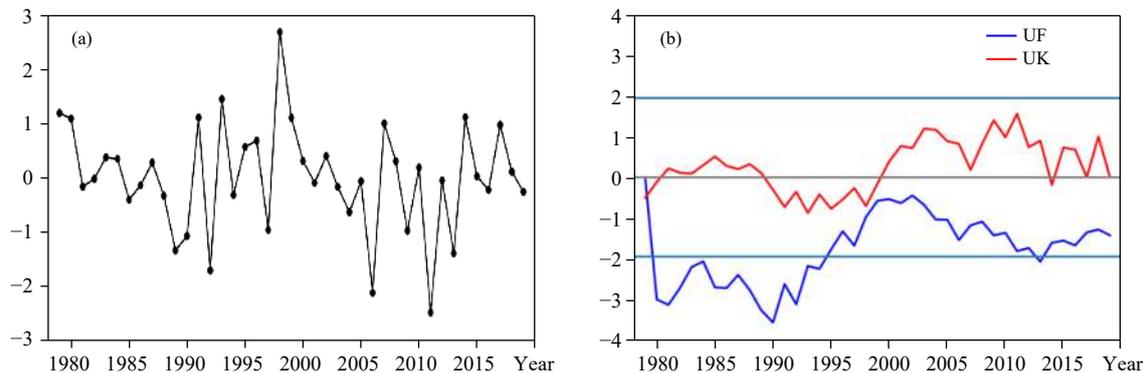


图 2 1979—2019 年西南地区 (a) 标准化降水指数序列和 (b) M-K 检验

Fig. 2 (a) Standardized precipitation index and (b) M-K test in Southwest China from 1979 to 2019

表 1 1979—2019 年西南地区前 6 个降水偏多、偏少年  
Table 1 The top six years of more(less) precipitation in Southwest China from 1979 to 2019

降水偏多年		降水偏少年	
年份	SPI	年份	SPI
1998	2.609633	2011	-2.45332
1993	1.429516	2006	-2.17022
1991	1.194805	1992	-1.77627
2014	1.175803	2013	-1.39196
1979	1.143522	1989	-1.37538
1999	1.129042	1990	-1.10734

图 3 为 1979—2019 年西南地区夏季降水 EOF 前 4 个模态, 其中第一模态高值区主要位于  $30^\circ\text{N}$  以南地区, 高值中心分布在贵州东北部与西藏东南部。第二模态高值区位于  $30^\circ\text{N}$  以北地区, 高值中心主要分布于四川省西北部与东北部。第三模态则表现出明显的东、西向差异, 大致呈现以  $105^\circ\text{E}$  为界“东多(少)西少(多)”的反向异常分布特征, 高值区位于  $105^\circ\text{E}$  以东, 低值区位于  $105^\circ\text{E}$  以西。第

standardized precipitation index), 并对其进行 M-K 检验, 得到 1979—2019 年西南地区夏季标准化降水序列存在明显的年际变化, 且整体呈下降趋势, 其中 1980—1990 年下降趋势显著, 1991—1997 年波动变化, 1998—2011 年又为明显下降趋势, 2012 年后为波动上升趋势(图 2)。此外, 通过统计得到 1979—2019 年西南地区夏季降水前 6 个偏多年分别为 1998、1993、1991、2014、1979 和 1999 年, 前 6 个偏少年分别为 2011、2006、1992、2013、1989 和 1990 年(表 1)。

四模态高值区主要分布在重庆、云南西南部及西藏东南部。

#### 3.2 东亚和南亚夏季风指数选取

自 20 世纪以来, 中外已有许多气象学者对亚洲季风指数进行过系统深入的研究。EASM 指数方面, 郭其蕴(1983)将纬向海陆气压梯度差定义为 EASM 强度指数。施能等(1996b)对郭其蕴等定义的指数进行修正, 减少了纬度对指数的影响。彭加毅等(2000)在郭其蕴等和施能等定义的指数的基础上改进, 定义了新的 EASM 指数, 并指出该指数反映东亚季风季节转换的能力与前两者相比有很大的优越性, 且能更好地反映夏季副热带高压和季风雨带的位置。Wang 等(1999)用 850 hPa 的风构造了一个代表与菲律宾附近对流指数相关的对流层低层涡度异常的环流指数, 该指数也被用于 EASM 强度的计算。祝从文等(2000)将东西向海平面气压差与低纬度高、低层纬向风切变相结合, 定义了东亚季风指数。孙秀荣等(2002)综合考虑了东西向和南北向的海陆热力差异定义了东亚海

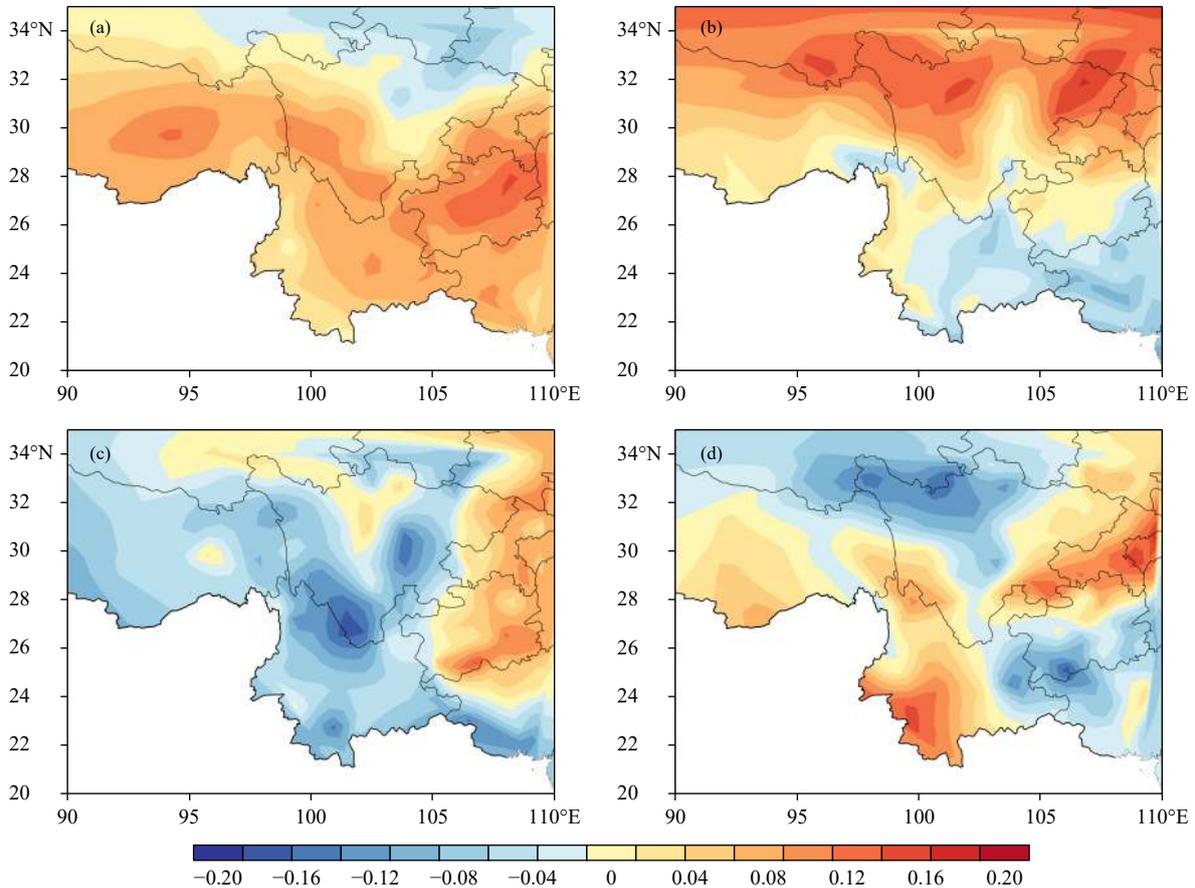


图3 1979—2019年西南地区夏季降水 EOF 前4 模态  
(a. 第一模态: 13.8%, b. 第二模态: 10.6%, c. 第三模态: 10.3%, d. 第四模态: 9.9%)

Fig. 3 The first four EOF modes of summer precipitation in Southwest China from 1979 to 2019  
(a. the first mode: 13.8%, b. the second mode: 10.6%, c. the third mode: 10.3%, d. the fourth mode: 9.9%)

陆热力差指数, 并指出该指数可反映 EASM 的年际强弱变化。张庆云等(2003)以东亚热带季风槽区与东亚副热带地区 850 hPa 的平均纬向风距平定义 EASM 指数, 该指数可反映东亚风场与降水场的年际变化特征。SASM 指数方面, Webster 等(1992)提出以 (EQ—20°N, 40°—110°E) 区域平均的 850 和 200 hPa 纬向风切变作为南亚季风强弱的指标。Goswami 等(1999)用印度季风区(10°—30°N, 70°—110°E) 850 和 200 hPa 经向风切变的平均值定义季风哈得来指数。陈桦等(2006)指出 Webster 等(1992)的季风指数不能真正反映亚洲季风系统上层环流的变化, 并在此基础上将 200 hPa 纬向风切变改变为 100 和 150 hPa 纬向风切变的平均, 定义了新的 SASM 指数, 该指数可反映亚洲纬向风切变中心的变率及对流层上、下层季风系统的耦合变率。此外, 李建平等(2005)、徐忠峰等(2006)分别

用动态风场标准化季节变化率及湿位涡表征 SASM 的年际变率。

通过对中外学者定义的季风强度指数的比较, 选取彭佳毅等(2000)、孙秀荣等(2002)和 Wang 等(1999)定义的 EASM 指数 EAMI、LSTDI 和 WFI 及 Goswami 等(1999)、Webster 等(1992)和陈桦等(2006)定义的 SASM 指数 MHI、WYI 和 DHI 讨论其与西南地区降水的相关, 并选用 Cao 等(2012)定义的季风界面指数 (IIEI) 进行对比讨论。图 4 为选取的各类季风指数与西南地区夏季降水标准化时间序列, 可以看出, EASM 指数 LSTDI 和 WFI 与西南 SPI 呈明显的负相关, 相关系数分别为 -0.490 和 -0.439, 通过 95% 显著性检验 (滑动  $t$  检验, 下同) (图 4b、4c), 而 EAMI 与西南 SPI 为弱的正相关, 相关系数为 0.137 (图 4a)。与 EASM 指数相比, SASM 指数与西南 SPI 相关较差, 其中 MHI

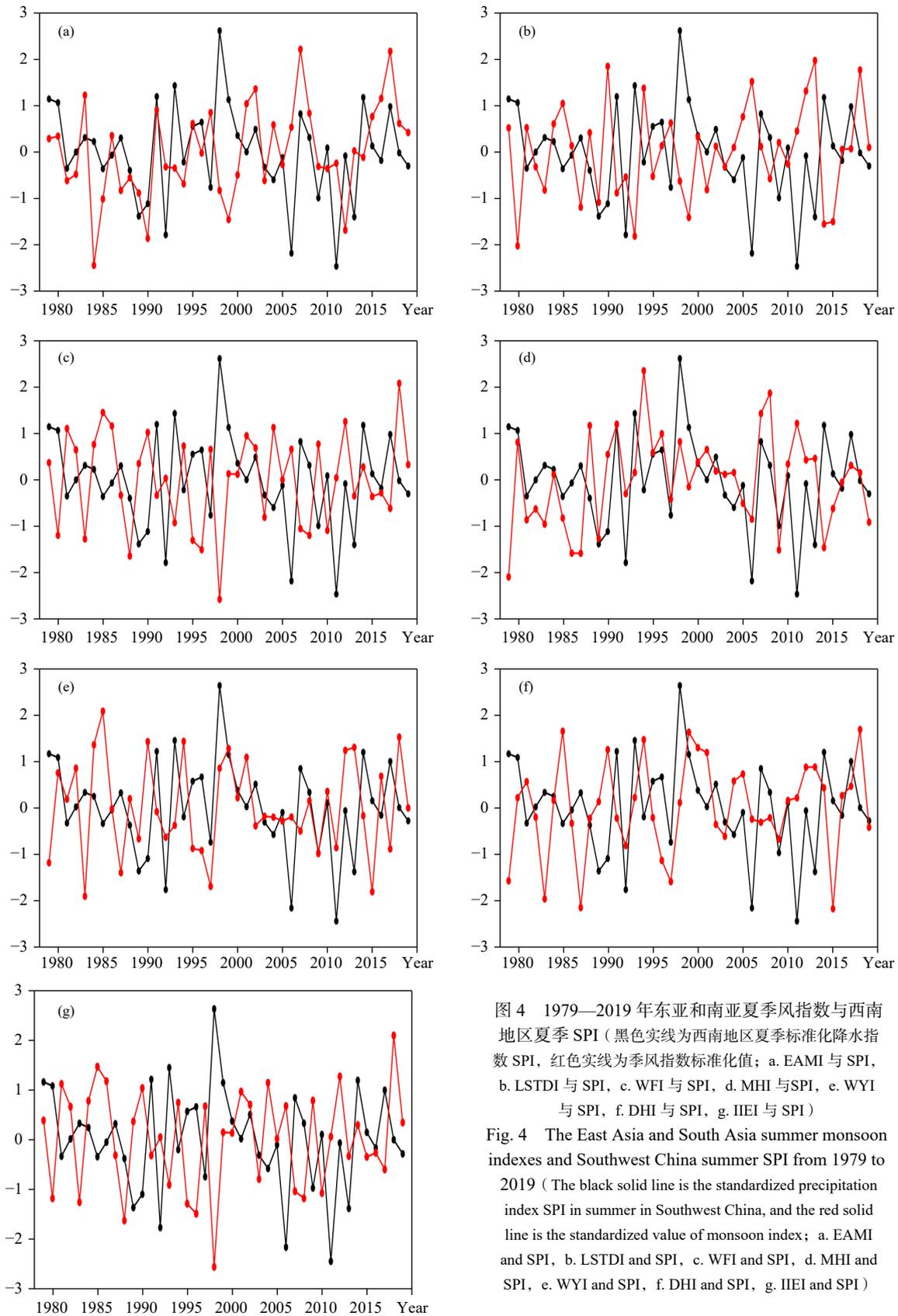


图4 1979—2019年东亚和南亚夏季季风指数与西南地区夏季SPI (黑色实线为西南地区夏季标准化降水指数SPI, 红色实线为季风指数标准化值; a. EAMI与SPI, b. LSTDI与SPI, c. WFI与SPI, d. MHI与SPI, e. WYI与SPI, f. DHI与SPI, g. IIEI与SPI)

Fig. 4 The East Asia and South Asia summer monsoon indexes and Southwest China summer SPI from 1979 to 2019 (The black solid line is the standardized precipitation index SPI in summer in Southwest China, and the red solid line is the standardized value of monsoon index; a. EAMI and SPI, b. LSTDI and SPI, c. WFI and SPI, d. MHI and SPI, e. WYI and SPI, f. DHI and SPI, g. IIEI and SPI)

与西南 SPI 的正相关优于 WYI 和 DHI(图 4d、4e、4f)。此外, IIEI 和 EASM 指数相似, 与西南 SPI 也存在明显的负相关, 相关系数为 $-0.436$ , 通过 95% 显著性检验(图 4g)。通过以上对比可知, EASM 指数 LSTD I、WFI 及季风交界面指数 IIEI 与西南 SPI 的负相关明显, 而 SASM 指数与西南 SPI 的相关较弱, 说明在季风协同作用中, EASM 的强弱变化对西南地区夏季降水的影响要大于 SASM, 且季风交界面指数在解释季风协同作用对降水的影响也有一定的优越性。

季风指数与降水标准化指数区域相关方面, EASM 指数与西南 SPI 以负相关为主。其中 EAMI 与 SPI 在西南地区中北部呈明显的负相关, 负相关的大值区主要位于四川北部; 西南地区西部与东南部正相关明显, 云南东部至广西西部一带为正相关的大值区(图 5a)。LSTD I 与西南 SPI 自重庆、贵州至西藏东南部呈显著的带状负相关, 大值区分别位于西藏东南部、四川西部与重庆、贵州 3 地; 成都平原、云南南部等地呈正相关(图 5b)。WFI 与 LSTD I 相似, 与西南 SPI 呈明显的负相关, 但其在西藏东南部、四川西部等地的负相关不及 LSTD I; 云南至广西西部的正相关区域较大(图 5c)。与 EASM 指数相比, SASM 指数和西南 SPI 的区域相关有显著的差别。MHI 与西南 SPI 在西南地区有范围较大的正相关, 正相关大值区主要位于西藏东南部与广西西部; 在西南中部的青海至云贵省界一带主要为负相关区域, 负相关大值区主要位于四川西北部(图 5d)。WYI 与西南 SPI 在西南地区东部呈明显的负相关, 负相关的大值区主要位于重庆南部与贵州北部; 西南地区中西部基本为正相关, 其中西藏中南部、云南西部及成都等地的相关最好(图 5e)。DHI 和西南 SPI 的区域相关与 WYI 相似, 但在甘肃南部至云南中西部正相关较强, 在重庆南部与贵州北部负相关相对较弱(图 5f)。IIEI 与 WFI 十分相似, 与西南 SPI 存在大范围的负相关, 尤其在西南东部地区负相关最明显(图 5g)。综合以上分析, 在选取的东亚与南亚季风指数中, 孙秀荣等(2002)定义的东亚海陆热力差指数(LSTD I)和 Goswami 等(1999)定义的季风哈得来指数(MHI)与西南 SPI 的相关最好, Cao 等(2012)定义的季风交界面指数与西南地区夏季降水也有较好的相关。因此, 文中将选取以上 3 个指数讨论 EASM 和 SASM 的

年际变化及其对西南地区夏季降水的影响。

### 3.3 东亚和南亚夏季风与西南地区降水的相关

由于季风的年际变化大, 为了更直观地看出季风的强弱变化, 根据孙秀荣等(2002)定义的东亚海陆热力差指数(LSTD I)与 Goswami 等(1999)定义的季风哈得来指数(MHI), 以正、负 0.5 倍标准差定义夏季风强弱, 其中 EASM 强年 12 个, 弱年 14 个; SASM 强年 14 个, 弱年 14 个(表 2)。按照 EASM 和 SASM 的年际变化, 得到 EASM 和 SASM 存在 4 类协同作用, 分别为强 EASM-强 SASM、强 EASM-弱 SASM、弱 EASM-弱 SASM、弱 EASM-强 SASM, 其所对应的年份见表 3。此外, 为了更好地解释 EASM 与 SASM 协同演变对西南地区夏季降水的影响, 选取 IIEI 讨论其与西南夏季降水异常的联系。将标准化时间序列大于 1 的年份定义为 IIEI 的正异常年, 小于 $-1$ 的年份定义为负异常年(桓玉等, 2018)。通过计算得到 1979—2019 年 IIEI 的正异常年有 1981、1985、1986、1990、2004、2012 和 2018 年, 共 7 个; 负异常年有 1980、1983、1988、1995、1996、1998、2007、2008 和 2010 年, 共 9 个。在 3.1 节挑选出的西南地区 12 个夏季降水偏多(少)年份中, 有 11 a 为季风协同年, 分别为: 1979、1989、1990、1991、1992、1993、1998、1999、2006、2013 和 2014 年。而 IIEI 的正、负异常年与西南地区 12 个夏季降水异常年相匹配的仅有 1981、1990 与 1998 年。由此可见, EASM 和 SASM 活动对西南地区夏季降水有重要影响, 且定义的 4 类季风协同作用与季风交界面指数相比, 与西南地区夏季降水异常的联系更密切, 对西南地区夏季降水异常有更好的反映能力。

图 6 为 4 类季风协同年西南地区夏季降水距平场, 可以看出, 强 EASM-强 SASM 年, 西南大部分地区为负距平, 降水偏少, 负距平大值区位于重庆和贵州; 四川中部, 云南西部、南部与广西西部为正距平, 降水偏多, 正距平大值区主要位于四川盆地西部呈南北向分布(图 6a)。强 EASM-弱 SASM 年, 正距平区域范围广阔, 覆盖整个西南地区, 降水偏多, 大值区主要位于四川盆地至云南东北部一带, 广西西部也有范围较小的大值区存在(图 6b)。弱 EASM-弱 SASM 年, 降水负距平区主要位于西部的青海、西藏和南部的云南、广西及四川东南部、贵州西部等地, 四川、西藏东南部及重庆与贵

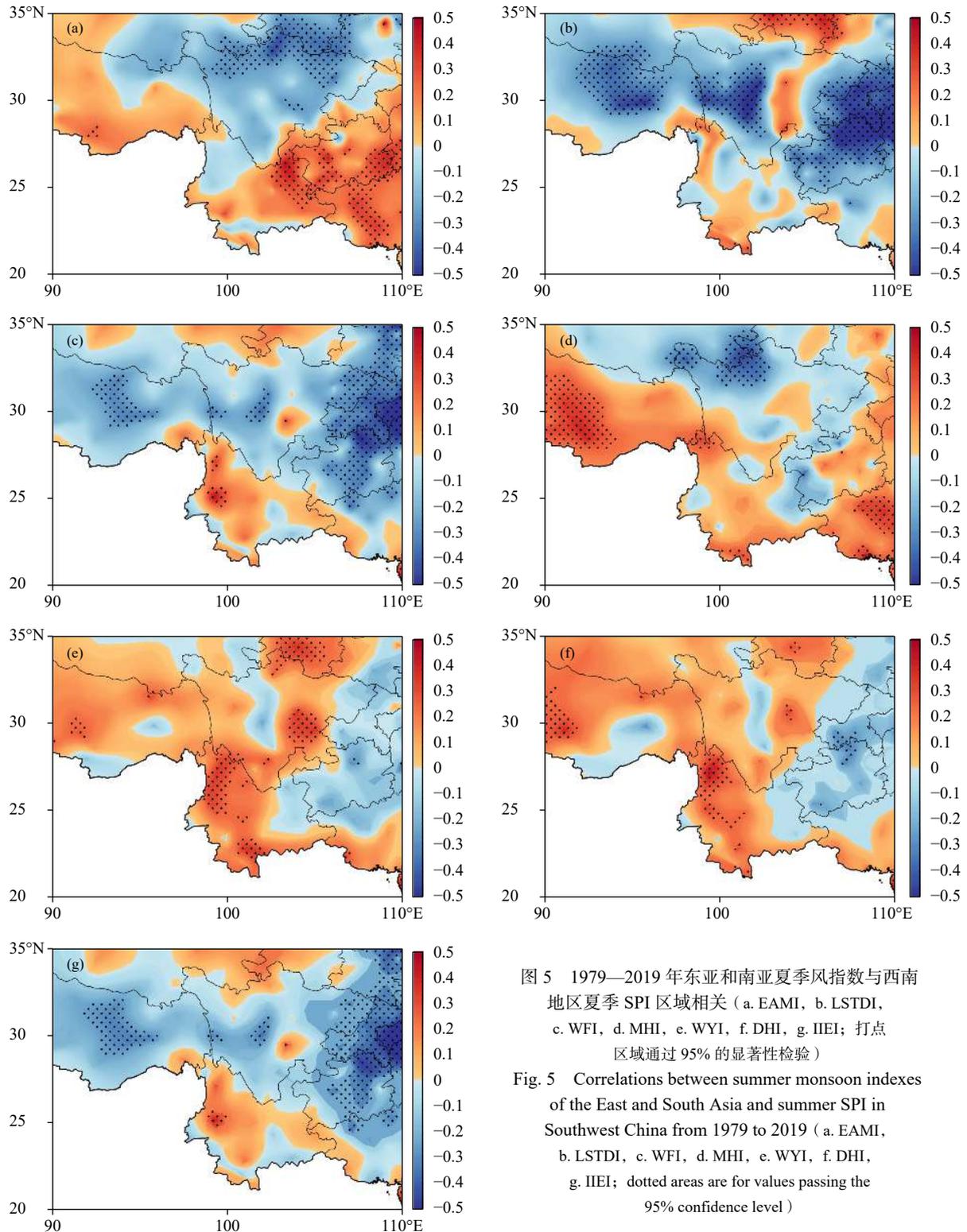


图5 1979—2019年东亚和南亚夏季风指数与西南地区夏季SPI区域相关(a. EAMI, b. LSTD, c. WFI, d. MHI, e. WYI, f. DHI, g. IIEI; 打点区域通过95%的显著性检验)

Fig. 5 Correlations between summer monsoon indexes of the East and South Asia and summer SPI in Southwest China from 1979 to 2019 (a. EAMI, b. LSTD, c. WFI, d. MHI, e. WYI, f. DHI, g. IIEI; dotted areas are for values passing the 95% confidence level)

州的部分地区为正距平,降水大值区主要位于四川盆地(图6c)。弱EASM-强SASM年,成都平原及其以北的西南中北部为降水负距平区,其余地区均为显著的正距平所覆盖,正距平大值区主要位于西

南地区东部的重庆至广西一带(图6d)。通过以上分析,可将西南地区4类协同年的降水特征归纳为四川盆地西部型、西南全区一致型、四川全盆地型及西南东部型。

表 2 东亚和南亚夏季风强弱年  
Table 2 Strong and weak years of East Asian summer monsoon and South Asian summer monsoon

	强年	弱年
EASM	1979、1981、1984、1997、2005、1985、2012、1994、2006、2018、1990、2013	1980、1983、1987、1989、1991、1992、1993、1995、1998、1999、2001、2008、2014、2015
SASM	1988、1990、1991、1994、1998、1999、2000、2007、2008、2010、2011、2012、2013、2019	1979、1981、1982、1985、1986、1987、1989、1992、2002、2006、2009、2014、2015、2018

表 3 东亚和南亚夏季风协同年  
Table 3 The East Asian summer monsoon and South Asian summer monsoon synergy years

季风协同年	年份
强EASM-强SASM	1990、1994、2012、2013
强EASM-弱SASM	1979、1981、1985、2006、2018
弱EASM-弱SASM	1987、1989、1992、2014、2015
弱EASM-强SASM	1991、1993、1998、1999、2008

#### 4 南亚和东亚季风协同作用对西南地区降水的影响

为进一步分析 EASM 和 SASM 的协同演变及其对西南地区夏季降水的影响,下面将从 500 hPa 高度场距平、850 hPa 风场距平、整层水汽通量积分距平及垂直速度剖面距平进行分析。

##### 4.1 高度场

副热带高压(副高)位置存在显著的南北进退

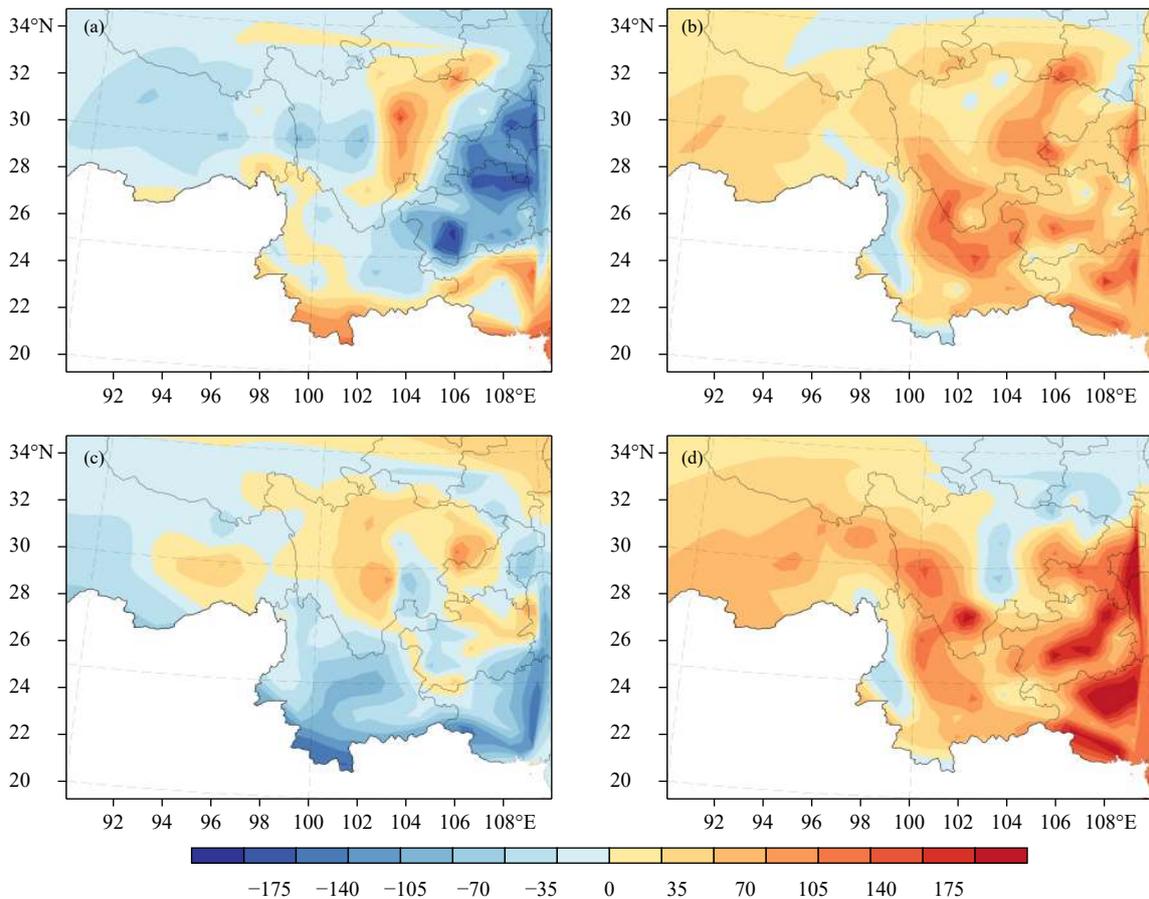


图 6 季风协同年西南地区夏季降水距平场(单位: mm)

(a. 强 EASM-强 SASM 年, b. 强 EASM-弱 SASM 年, c. 弱 EASM-弱 SASM 年, d. 弱 EASM-强 SASM 年)

Fig. 6 Summer precipitation anomalies(unit:mm) in Southwest China in monsoon synergy years (a. strong EASM-strong SASM years, b. strong EASM-weak SASM years, c. weak EASM-weak SASM years, d. weak EASM-strong SASM years)

和东西振荡的季节变化,这种季节变化在亚洲季风区表现得最为明显,其季节性移动与亚洲季风及季风雨带有密切关联,尤其是副高位置的东西进退和南北位移直接影响着季风的建立与夏季降水(余丹丹等, 2014; 林志强等, 2015)。此外,中纬度扰动对季风区降水也存在重要影响(陈隆勋等, 1991)。图7为季风协同年500 hPa高度距平场,阴影区域表示通过95%显著性检验(下同)。从图中可以看出,在强EASM-强SASM年,贝加尔湖附近存在显著的负距平区,中高纬度地区正距平区呈条带状分布,正距平以朝鲜半岛为中心的华北至日本一带较明显;低纬度地区多为负距平区,印度半岛与中国华南地区分别存在负距平中心。西太平洋副高偏东偏弱,位于西太平洋洋面,印度半岛西侧的伊朗高压偏西偏弱,有利于EASM与SASM活动(图7a)。强EASM-弱SASM年,中高纬度地区负距平区范围较大,巴尔喀什湖与外兴安岭有负距平中心存在;正距平中心仍位于朝鲜半岛,其范围自内蒙古

西侧向日本延伸,低纬度地区负距平显著,负距平中心位于台湾以东的西太平洋。西太平洋副高偏东偏弱,有利于东亚夏季风向中国推进,伊朗高压偏东偏强并影响印度洋,不利于SASM活动(图7b)。在弱EASM-弱SASM年,环流形势与强EASM-强SASM年基本相反。中高纬度正距平区呈团块状分布,贝加尔湖向南至30°N存在一明显的倒“Ω”型的负距平区域,负距平中心主要位于以朝鲜半岛为中心的区域;低纬度地区的印度半岛与华南地区存在两个明显的正距平中心。西太平洋副高偏西偏强,西伸至中国大陆地区并与伊朗高压打通,不利于EASM和SASM活动(图7c)。弱EASM-强SASM年,环流形势与强EASM-弱SASM年基本相反。中高纬度正距平区分别位于巴尔喀什湖以北与中国东北及其以北地区,中纬度地区基本为负距平区覆盖,负距平中心位于朝鲜半岛,低纬度地区正距平区显著,正距平中心位于中国台湾省及其以东的西太平洋。西太平洋副高偏西偏强,不利于

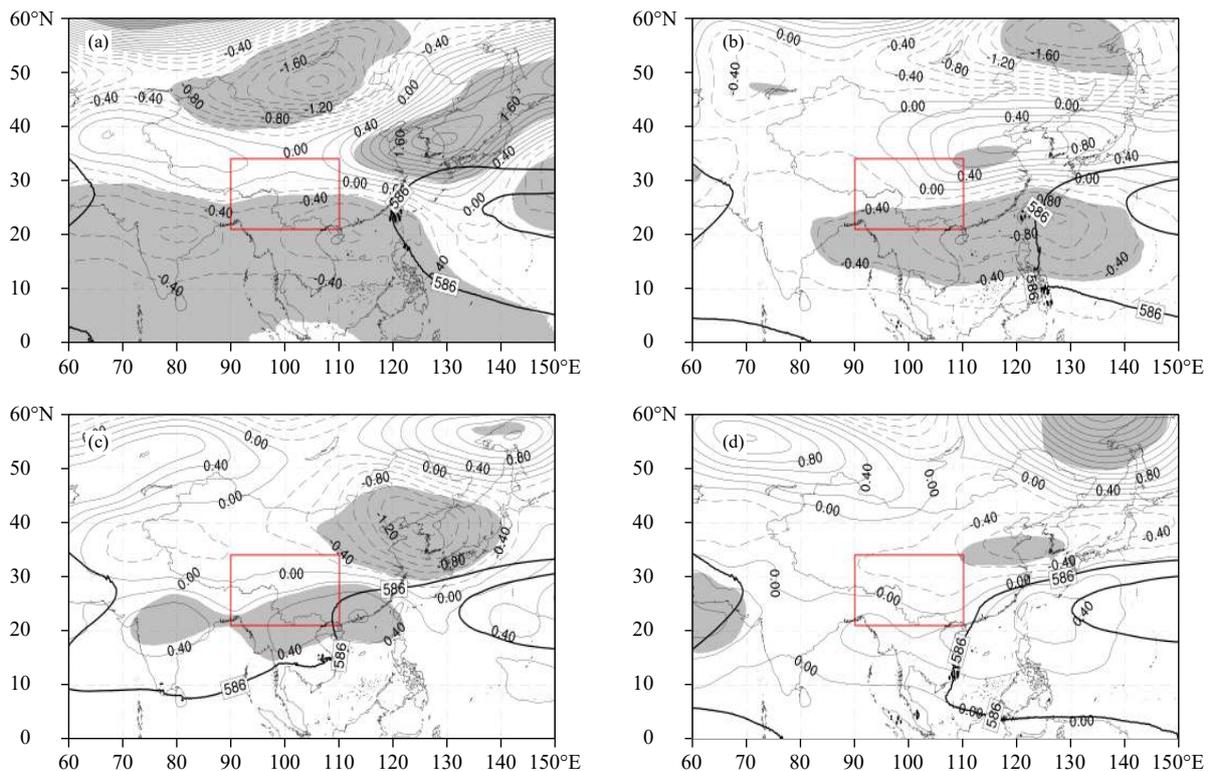


图7 季风协同年夏季500 hPa合成高度场距平(单位: dagpm)(a. 强EASM-强SASM年, b. 强EASM-弱SASM年, c. 弱EASM-弱SASM年, d. 弱EASM-强SASM年;阴影区域表示通过95%显著性检验)

Fig. 7 Anomalies of 500 hPa synthetic height field (unit: dagpm) in the summer of monsoon synergy years (a. strong EASM-strong SASM years, b. strong EASM-weak SASM years, c. weak EASM-weak SASM years, d. weak EASM-strong SASM years; Shaded areas are for values passing the 95% confidence level)

EASM 活动, 而伊朗高压偏西偏弱, 有利于 SASM 活动, 这与戴新刚等(2002)的研究结果一致(图 7d)。

### 4.2 风场

风和降水是定义季风爆发的两个基本物理量, 风场的异常变化对中国夏季降水存在重要影响。图 8 为季风协同年夏季 850 hPa 风场距平, 可以看出, 强 EASM-强 SASM 年, 印度半岛东北部与中国南海地区存在两个明显的气旋式环流, 其南部有较平直西风气流存在, 强度较强; 东亚中高纬度地区有一反气旋式环流, 中心位于日本海南部, 该反气旋环流与中国南海气旋式环流中间的偏东气流到达中国后, 在长江流域分支, 部分气流转向东北, 部分气流南下汇入中国南海气旋式环流。此外, 蒙古气旋式环流南侧的西风气流在中国东北地区转向汇入日本海反气旋式环流, 不利于冷空气向南活动。低纬度地区北上的暖湿气流主要汇入印度半岛东北部和南海的两个气旋式环流, 而西南地区位于两个气旋式环流中部, 区内风向多变, 冷暖

气流不明显, 不利于降水产生(图 8a)。强 EASM-弱 SASM 年, 印度洋至西太平洋仍有明显的西风气流, 在菲律宾群岛附近强度最强, 印度半岛南部有一范围较小的反气旋式环流, 中国—西太平洋有一东西向分布的气旋式环流, 中心位于台湾以东的西太平洋洋面, 范围广阔, 强度较强, 其北部存在一以日本为中心的反气旋式环流。两环流中间的东风气流进入中国后在长江中下游地区分支, 分别汇入西太平洋气旋式环流与日本反气旋式环流, 进入中国后部分转为东北气流影响西南地区, 其携带的西太平洋暖湿气流与南下的干冷空气汇合, 有利于降水发生(图 8b)。弱 EASM-弱 SASM 年, 风场特征与强 EASM-强 SASM 年有显著差别。低纬度地区无明显环流, 孟加拉湾以西至印度半岛转为较明显的东风气流, 并在阿拉伯海中部转为西风气流越赤道南下; 东亚沿岸至西太平洋存在一范围较小的气旋式环流, 中心位于日本南部, 西侧偏南气流有利于引导冷空气南下, 但来自低纬度北上的水汽输送

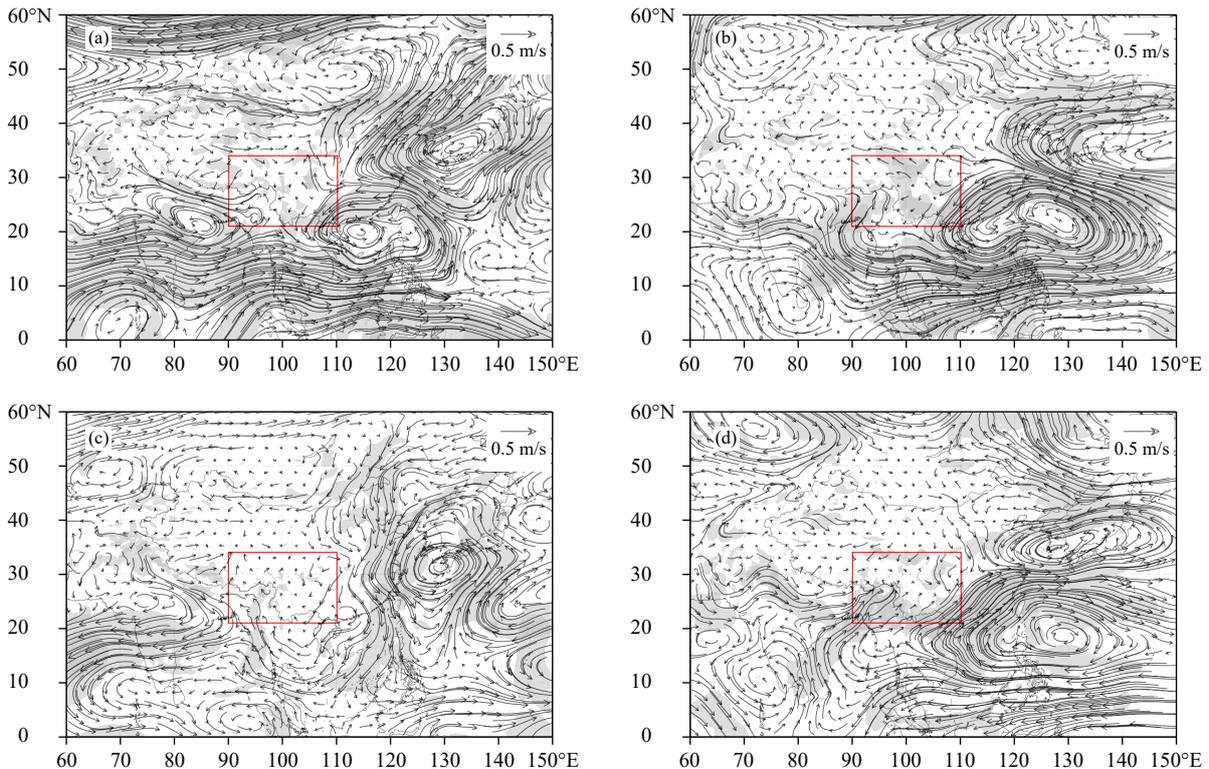


图 8 季风协同年夏季 850 hPa 合成风场距平 (a. 强 EASM-强 SASM 年, b. 强 EASM-弱 SASM 年, c. 弱 EASM-弱 SASM 年, d. 弱 EASM-强 SASM 年; 阴影区域表示通过 95% 显著性检验)

Fig. 8 Anomalies of 850 hPa synthetic wind field in the summer of monsoon synergy years (a. strong EASM-strong SASM years, b. strong EASM-weak SASM years, c. weak EASM-weak SASM years, d. weak EASM-strong SASM years; Shaded areas indicate values passing the 95% confidence level)

微弱,不利于产生降水(图 8c)。弱 EASM-强 SASM 年,风场特征与强 EASM-弱 SASM 年基本相反。印度半岛北部为西风气流,南部有一范围较小的气旋式环流,中国南海至西太平洋存在一东西向的反气旋式环流,中心位于菲律宾以东洋面,范围广阔,南部有平直的东风气流,北部有一以日本海为中心的气旋式环流分布,两环流中间的风气流在中国东海分支后分别汇入西太平洋反气旋与日本海气旋。此外,高纬度地区有冷空气南下,印度半岛北部的西风气流与孟加拉湾北上的暖湿气流进入中国西南地区,冷、暖气流交汇有利于产生

降水(图 8d)。

### 4.3 水汽通量

季风活动是水汽输送的重要动力,因此季风活动的异常对季风区的夏季旱涝有直接影响(李崇银等,1999)。周晓霞等(2008)指出,东亚地区的强降水和大范围甚至半球的水汽输送和水汽辐合相联系,其中最主要的是来自印度洋的水汽,其次是来自太平洋的水汽。图 9 为季风协同年合成整层水汽通量积分距平,可以看出,在强 EASM-强 SASM 年,低纬度地区水汽主要表现为  $20^{\circ}\text{N}$  以南的纬向输送,其北部的印度半岛东北部与中国南海存在两

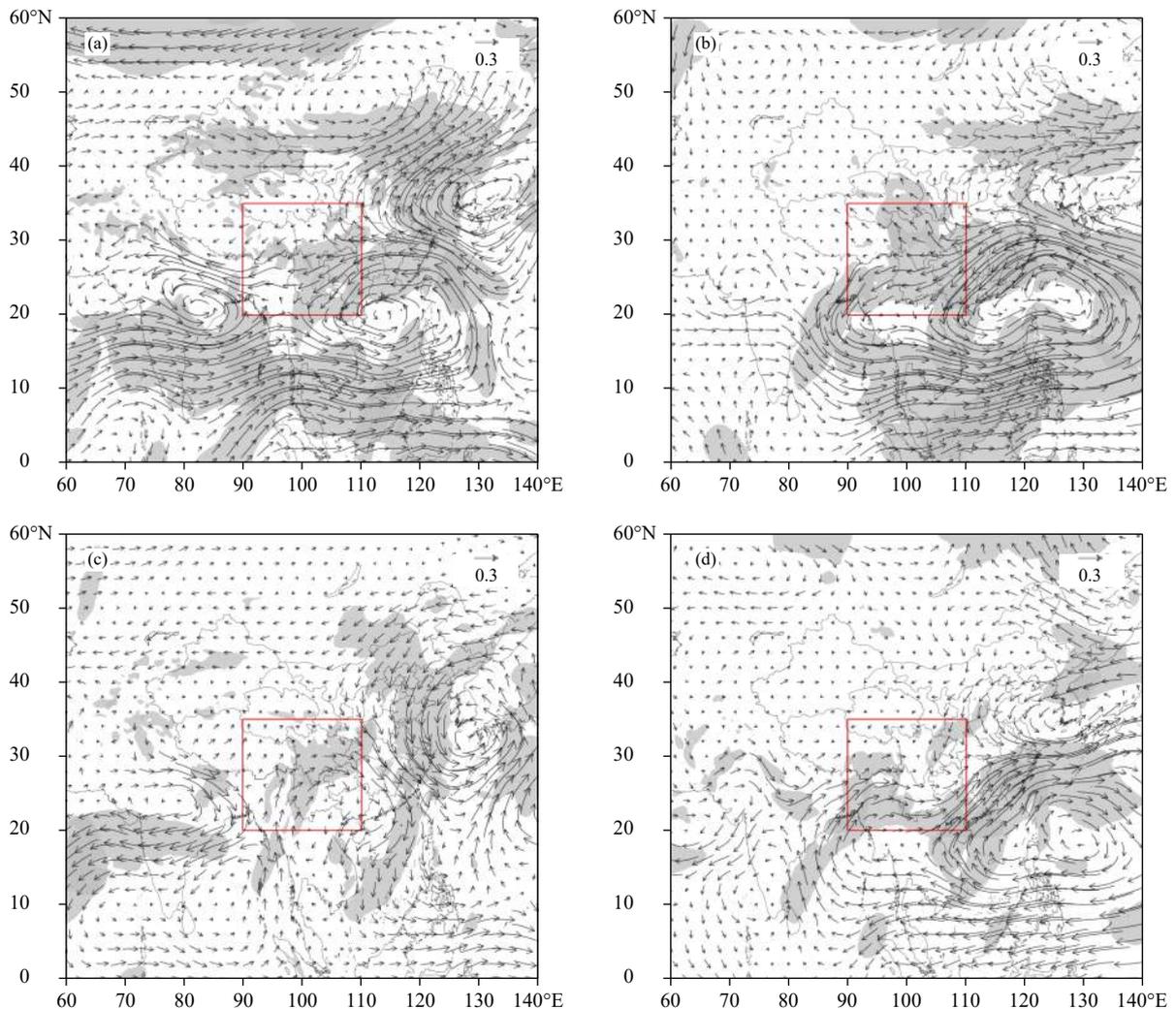


图 9 季风协同年合成整层水汽通量积分距平 (a. 强 EASM-强 SASM 年, b. 强 EASM-弱 SASM 年, c. 弱 EASM-弱 SASM 年, d. 弱 EASM-强 SASM 年; 单位:  $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ , 阴影区域表示通过 95% 显著性检验)

Fig. 9 Water vapor flux anomalies vertically integrated over the entire layer in monsoon synergy years (a. strong EASM-strong SASM years, b. strong EASM-weak SASM years, c. weak EASM-weak SASM years, d. weak EASM-strong SASM years; unit:  $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ , shaded areas indicates values passing the 95% confidence level)

个水汽辐合中心,其中印度半岛辐合区受高大地形影响,SASM携带的水汽部分在青藏高原南部转为向西输送,部分进入中南半岛;而EASM将中国南海—西太平洋的水汽输送至长江中下游后转向东北进入西南地区东南部,但水汽明显减少。西南地区除四川盆地、云南南部、广西西部有较明显的水汽辐合,其余地区水汽辐合较弱,不利于降水发生(图9a)。在强EASM-弱SASM年,低纬度地区水汽仍是较明显的纬向输送,但阿拉伯海至印度半岛的纬向水汽输送相对较弱;中国华南地区至西太平洋存在显著的水汽辐合区,水汽输送量较大,其北部来自中国南海—西太平洋的偏东水汽随EASM抵达长江中下游后部分转向东北,为西南地区降水提供有利的水汽条件。且西南地区水汽辐合明显,有利于降水产生(图9b)。弱EASM-弱SASM年,中国东海地区有一较为广阔的水汽辐合区,中国南海与西太平洋水汽在该辐合区影响下,主要表现为南、北的经向输送特征;阿拉伯海至孟加拉湾转为偏东的纬向水汽输送,并在阿拉伯海转向形成一个输送量较小的水汽环流圈,该环流圈南侧偏西的水汽在中南半岛西侧转向,携带孟加拉湾水汽向北挺

进,抵达西南地区,该水汽输送路径对四川与贵州影响较大,但西南地区整体水汽辐合较弱,不利于降水发生(图9c)。弱EASM-强SASM年,中国南海至西太平洋和阿拉伯海至印度半岛南部各有一水汽环流圈,印度半岛南部的水汽较弱,而西太平洋水汽环流圈位置偏东,其南部的洋面至孟加拉湾有明显的纬向水汽输送带,自西太平洋向西输送,在孟加拉湾转向后随SASM向北推进,并在青藏高原东南侧转为偏西向的水汽输送,为西南地区降水提供有利的水汽条件,且西南地区存在明显的水汽辐合,有利于降水发生(图9d)。

#### 4.4 垂直速度

降水发生在空气的上升运动区,因此除了水汽条件,上升运动也是产生降水的重要条件。图10为季风协同年西南地区的垂直速度距平剖面,可以看出,强EASM-强SASM年,西南地区 $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N上升和下沉运动交替,其中成都平原中低层为上升运动的大值区,有利于降水在该地区形成,此外的大部分地区则表现为下沉运动,不利于降水发生(图10a);且 $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N地区也有较明显的下沉运动(图10e)。强EASM-弱SASM年,西南地区有

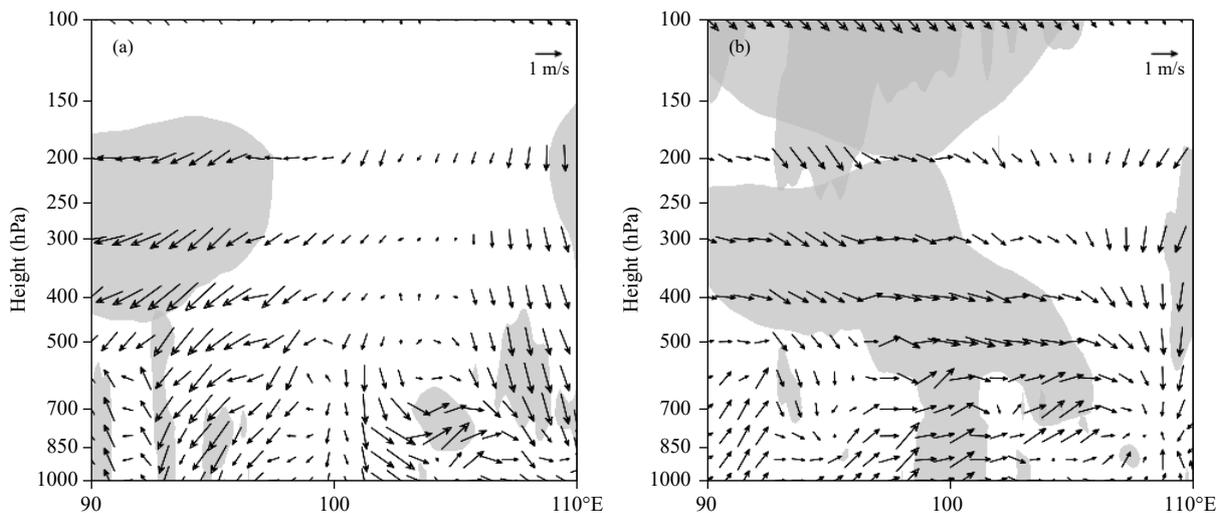
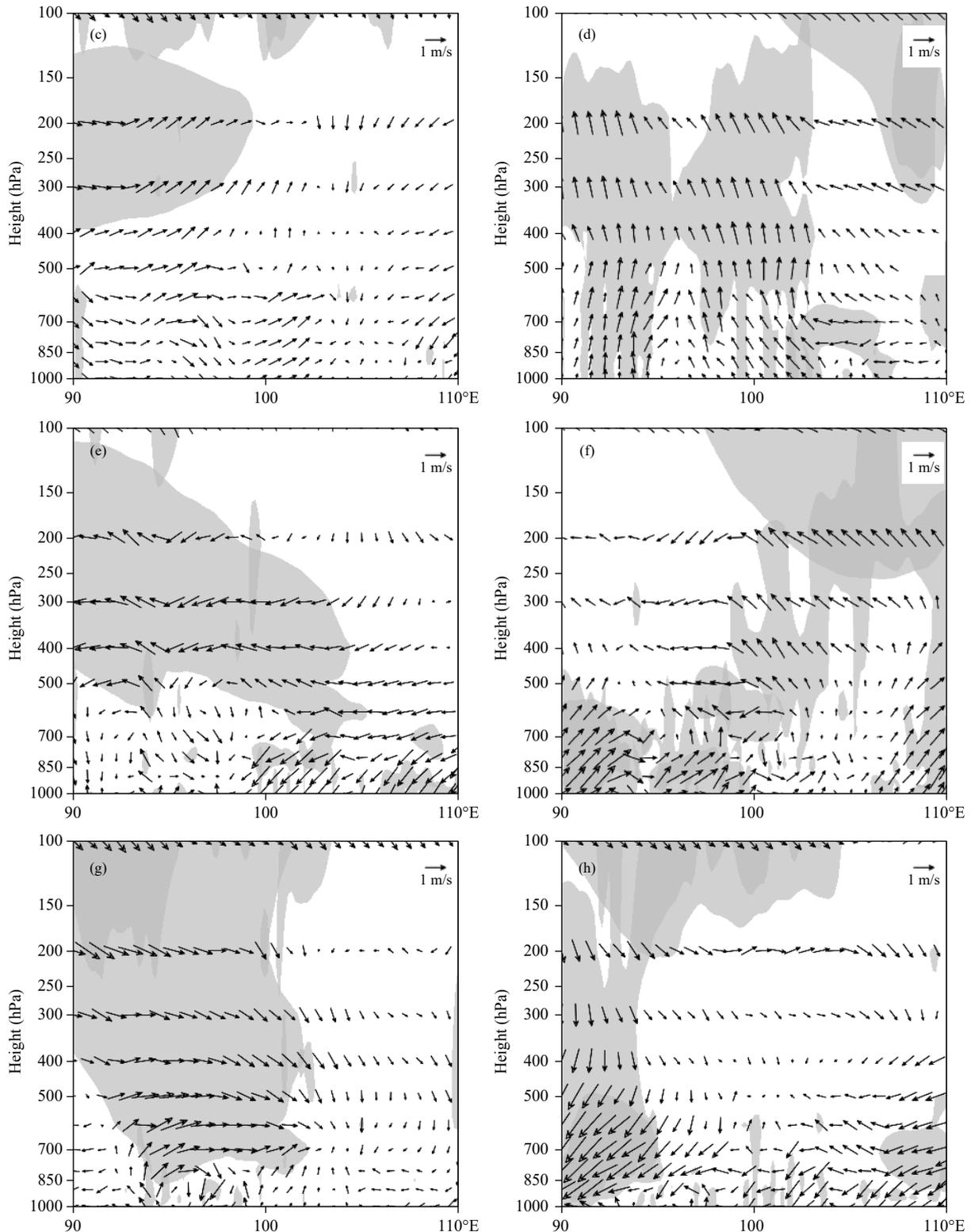


图10 季风协同年西南地区垂直速度距平剖面(a.强EASM-强SASM年沿 $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N, b.强EASM-弱SASM年沿 $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N, c.弱EASM-弱SASM年沿 $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N, d.弱EASM-强SASM年沿 $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N, e.强EASM-强SASM年沿 $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N, f.强EASM-弱SASM年沿 $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N, g.弱EASM-弱SASM年沿 $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N, h.弱EASM-强SASM年沿 $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N;单位:m/s,阴影区域表示通过95%显著性检验)

Fig. 10 Vertical velocity anomaly profiles in Southwest China in monsoon synergy years (a. strong EASM-strong SASM years along  $27.5^{\circ}$  to  $35^{\circ}$ N, b. strong EASM-weak SASM years along  $27.5^{\circ}$  to  $35^{\circ}$ N, c. weak EASM-weak SASM years along  $27.5^{\circ}$  to  $35^{\circ}$ N, d. weak EASM-strong SASM years along  $27.5^{\circ}$  to  $35^{\circ}$ N, e. strong EASM-strong SASM years along  $20^{\circ}$  to  $27.5^{\circ}$ N, f. strong EASM-weak SASM years along  $20^{\circ}$  to  $27.5^{\circ}$ N, g. weak EASM-weak SASM years along  $20^{\circ}$  to  $27.5^{\circ}$ N, h. weak EASM-strong SASM years along  $20^{\circ}$  to  $27.5^{\circ}$ N; unit: m/s, shaded areas indicates values passing the 95% confidence level)



续图 10

Fig. 10 Continued

范围广阔的上升运动区,上升运动的大值区主要位于四川盆地,有利于在该地区降水发生(图 10b、f)。

弱 EASM-弱 SASM 年,西南地区  $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N 的东、西两侧下沉运动明显,中部的四川有明显的上

升运动,有利于产生降水(图 10c); $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N 存在明显的下沉运动,不利于产生降水(图 10g)。弱 EASM-强 SASM 年,西南地区  $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N 中西部上升运动明显,有利于产生降水,东部地区上升运动较弱(图 10d); $20^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ N 也存在较明显的上升运动,上升运动的大值区主要位于  $105^{\circ}$ E 以东的贵州、广西一带,有利于在此地区产生降水。由以上分析可知,季风协同年的垂直速度剖面特征与图 6 实际的降水异常情况符合,两者有很好的对应关系。

## 5 结 论

利用 1979—2019 年西南地区夏季降水资料和 ERA5 再分析资料,分别计算了西南地区夏季标准化降水指数与 EASM 和 SASM 强度指数的相关,提出了 EASM 和 SASM 的 4 类季风协同作用,该协同作用与西南地区夏季降水异常联系密切,并基于 4 类季风协同年,对比了环流形势、流场、水汽输送和垂直速度等异常及其对西南地区降水的影响,得到以下结论:

(1) 西南夏季标准化降水 SPI 与 EASM 强度指数 LSTDI、WFI 呈负相关,与 EAMI 呈正相关;与 SASM 强度指数 MHI 呈负相关,与 WYI 和 DHI 相关较弱;与东亚和南亚季风交界面指数 IIEI 呈负相关。其中 LSTDI 和 MHI 与西南夏季 SPI 相关系数最大,在区域分布上相关最好。

(2) 基于 LSTDI 与 MHI 两个指数提出了强 EASM-强 SASM、强 EASM-弱 SASM、弱 EASM-弱 SASM 和弱 EASM-强 SASM 共 4 类季风协同作用,其与西南夏季降水异常的联系比季风交界面指数 IIEI 更加密切,对应的协同年降水特征分别为四川盆地西部型、西南全区一致型、四川全盆地型及西南东部型。

(3) ①强 EASM-强 SASM 年,西太平洋副高偏东偏弱,伊朗高压偏西偏弱,印度半岛东北部与中国南海存在两个气旋式环流,EASM 将中国南海—西太平洋的水汽输送至西南地区,西南地区整体水汽辐合较弱,多下沉运动,不利于形成降水,但成都平原与西南南部地区存在较明显的水汽辐合,上升运动明显,降水量较大,因此西南地区降水呈四川盆地西部型。②强 EASM-弱 SASM 年,西太平洋副高偏东偏弱,伊朗高压偏东偏强,反气旋式环流

与气旋式环流位于印度半岛南部与西太平洋,EASM 将中国南海—西太平洋的水汽输送至西南地区,西南地区有明显的水汽辐合和范围较大的上升运动,全区降水量较大,因此,西南地区降水呈西南全区一致型。③弱 EASM-弱 SASM 年,西太平洋副高西伸与东伸的伊朗高压打通,强度增强,低纬度地区无明显环流圈,孟加拉湾水汽输送路径偏南,向北输送至四川盆地、贵州等地,并伴有明显的上升运动,其余地区主要表现为水汽辐散并伴随下沉运动,不利于降水发生,因此西南降水呈四川全盆地型。④弱 EASM-强 SASM 与强 EASM-弱 SASM 年基本相反。西太平洋副高偏西偏强,伊朗高压偏西偏弱,印度半岛南部与西太平洋分别有气旋式环流与反气旋式环流,SASM 将孟加拉湾的水汽输送至西南地区,且西南地区存在明显的水汽辐合和上升运动,以西南东部最为明显,因此西南降水呈西南东部型。

文中基于东亚季风与南亚季风的强弱变化提出了 4 类季风协同作用,并分析了 4 类季风协同作用同期的环流背景等对西南地区夏季降水的影响,对东亚季风与南亚季风的协同作用有了一些新认识。关于 4 类季风协同作用形成的物理机制尚未展开讨论,相关内容有待进一步的深入研究。

## 参考文献

- 白莹莹,张焱,李强等. 2014. 四川盆地夏季降水区域差异及其与季风的联系初探. *气象*, 40(4): 440-449. Bai Y Y, Zhang Y, Li Q, et al. 2014. Preliminary study on regional difference of summer rainfall in Sichuan basin and their connections with summer monsoons. *Meteor Mon*, 40(4): 440-449 (in Chinese)
- 蔡学湛. 2001. 青藏高原雪盖与东亚季风异常对华南前汛期降水的影响. *应用气象学报*, 12(3): 358-367. Cai X Z. 2001. The influence of abnormal snow cover over Qinghai-Xizang Plateau and East Asian monsoon on early rainy season rainfall over South China. *Quart J Appl Meteor*, 12(3): 358-367 (in Chinese)
- 曹杰,陶云,段旭. 2002. 云南 5 月强降水天气与亚洲季风变化的关系. *云南大学学报(自然科学版)*, 24(5): 361-365. Cao J, Tao Y, Duan X. 2002. The relation between the May very heavy rainfall in Yunnan and the Asia monsoon index. *J Yunnan Univ (Nat Sci)*, 24(5): 361-365 (in Chinese)
- 陈桦,丁一汇,何金海. 2006. 亚洲夏季风指数的重新评估与季风的长期变化. *气象学报*, 64(6): 770-779. Chen H, Ding Y H, He J H. 2006. Reappraisal of Asian summer monsoon indices and the long-term variation of monsoon. *Acta Meteor Sinica*, 64(6): 770-779 (in Chinese)
- 陈隆勋. 1984. 东亚季风环流系统的结构及其中期变动. *海洋学报*, 6(6):

- 744-758. Chen L X. 1984. The structure of East Asian monsoon circulation system and its mid-term changes. *Acta Oceanol Sinica*, 6(6): 744-758 (in Chinese)
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 202 pp.
- Chen L X, Zhu Q G, Luo H B, et al. 1991. East Asian Monsoon. Beijing: China Meteorological Press, 202pp (in Chinese)
- 陈隆勋, 张博, 张瑛. 2006. 东亚季风研究的进展. *应用气象学报*, 17(6): 711-724. Chen L X, Zhang B, Zhang Y. 2006. Progress in research on the East Asian Monsoon. *Quart J Appl Meteor*, 17(6): 711-724 (in Chinese)
- 戴新刚, 丑纪范, 吴国雄. 2002. 印度季风与东亚夏季环流的遥相关关系. *气象学报*, 60(5): 544-552. Dai X G, Chou J F, Wu G X. 2002. The teleconnection relationship between Indian monsoon and East Asian summer circulation. *Acta Meteor Sinica*, 60(5): 544-552 (in Chinese)
- 丁一汇, 孙颖, 刘芸芸等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测. *大气科学*, 37(2): 253-280. Ding Y H, Sun Y, Liu Y Y, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change. *Chinese J Atmos Sci*, 37(2): 253-280 (in Chinese)
- 郭其蕴. 1983. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. *地理学报*, 38(3): 207-217. Guo Q Y. 1983. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. *Acta Geogr Sinica*, 38(3): 207-217 (in Chinese)
- 郭其蕴, 王继琴. 1988. 中国与印度夏季风降水的比较研究. *热带气象*, 4(1): 53-60. Guo Q Y, Wang J Q. 1988. A comparative study on summer monsoon in China and India. *J Trop Meteor*, 4(1): 53-60 (in Chinese)
- 郝立生, 丁一汇, 闵锦忠. 2016. 东亚夏季风变化与华北夏季降水异常的关系. *高原气象*, 35(5): 1280-1289. Hao L S, Ding Y H, Min J Z. 2016. Relationship between summer monsoon changes in East Asia and abnormal summer rainfall in North China. *Plateau Meteor*, 35(5): 1280-1289 (in Chinese)
- 桓玉, 李跃清. 2018. 夏季东亚季风和南亚季风协同作用与我国南方夏季降水异常的关系. *高原气象*, 37(6): 1563-1577. Huan Y, Li Y Q. 2018. The synergy between the East Asian summer monsoon and the South Asian summer monsoon and its relations with anomalous rainfall in Southern China. *Plateau Meteor*, 37(6): 1563-1577 (in Chinese)
- 黄荣辉, 张振洲, 黄刚等. 1998. 夏季东亚季风水汽输送特征及其与南亚季风水汽输送的差别. *大气科学*, 22(4): 460-469. Huang R H, Zhang Z Z, Huang G, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian monsoon region in summer. *Sci Atmos Sinica*, 22(4): 460-469 (in Chinese)
- 黄玮, 刘瑜. 2012. 云南雨季开始期的时空变化特征及其与季风的联系. *中国农业气象*, 33(3): 348-354. Huang W, Liu Y. 2012. Temporal and spatial feature of the beginning date of rainy season in Yunnan province and its relationship with monsoon. *Chinese J Agrometeorol*, 33(3): 348-354 (in Chinese)
- 李崇银, 张利平. 1999. 南海夏季风活动及其影响. *大气科学*, 23(3): 257-266. Li C Y, Zhang L P. 1999. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts. *Chinese J Atmos Sci*, 23(3): 257-266 (in Chinese)
- 李建平, 曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化与雨量的关系. *气候与环境研究*, 10(3): 351-365. Li J P, Zeng Q C. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation. *Climatic Environ Res*, 10(3): 351-365 (in Chinese)
- 林大伟, 布和朝鲁, 谢作威. 2016. 夏季中国华北与印度降水之间的关联及其成因分析. *大气科学*, 40(1): 201-214. Lin D W, Buhe C, Xie Z W. 2016. Relationship between summer rainfall over North China and India and its genesis analysis. *Chinese J Atmos Sci*, 40(1): 201-214 (in Chinese)
- 林志强, 薛改萍, 何晓红. 2015. 伊朗高压东伸对西藏高原汛期降水的影响. *气象*, 41(2): 153-159. Lin Z Q, Xue C P, He X H. 2015. Effects of eastward stretching Iran High on precipitation in rainy season over Tibetan Plateau. *Meteor Mon*, 41(2): 153-159 (in Chinese)
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟. *气象学报*, 66(5): 789-799. Liu Y Y, Ding Y H. 2008. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China. *Acta Meteor Sinica*, 66(5): 789-799 (in Chinese)
- 马锋波, 肖子牛, 李聪. 2009. 云南年降水与亚洲季风活动的关系. *科技信息*, (2): 591, 588. Ma F B, Xiao Z N, Li C. 2009. Relationship between annual precipitation in Yunnan and Asian monsoon activity. *Sci Technol Inf*, (2): 591, 588 (in Chinese)
- 马振锋, 高文良, 刘富明等. 2003. 青藏高原东侧初夏旱涝的季风环流分析. *高原气象*, 22(S1): 1-7. Ma Z F, Gao W L, Liu F M, et al. 2003. A study on monsoon circulations of drought and wet years on the east side of Qinghai-Xizang Plateau in early summer. *Plateau Meteor*, 22(S1): 1-7 (in Chinese)
- 彭加毅, 孙照渤, 倪东鸿. 2000. 春季赤道东太平洋海温异常与东亚夏季风的关系. *南京气象学院学报*, 23(3): 385-390. Peng J Y, Sun Z B, Ni D H. 2000. Relation of eastern Asian summer monsoon with the equatorial Eastern Pacific spring SSTA. *J Nanjing Inst Meteor*, 23(3): 385-390 (in Chinese)
- 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 1996a. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常. *大气科学*, 20(5): 575-583. Shi E, Zhu Q G, Wu B G. 1996a. The East Asian summer monsoon in relation to summer large scale weather-climate anomaly in China for last 40 years. *Sci Atmos Sinica*, 20(5): 575-583 (in Chinese)
- 施能, 鲁建军, 朱乾根. 1996b. 东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化. *南京气象学院学报*, 19(2): 168-177. Shi N, Lu J J, Zhu Q G. 1996b. East Asian winter/summer monsoon intensity indices with their climatic change in 1873-1989. *J Nanjing Inst Meteor*, 19(2): 168-177 (in Chinese)
- 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. *气象学报*, 60(2): 164-172. Sun X R, Chen L X, He J H. 2002. Index of land-sea thermal difference and its relation to interannual

- variation of summer circulation and rainfall over East Asian. *Acta Meteor Sinica*, 60(2): 164-172 (in Chinese)
- 汤绪, 陈葆德, 梁萍等. 2009. 有关东亚夏季风北边缘的定义及其特征. *气象学报*, 67(1): 83-89. Tang X, Chen B D, Liang P, et al. 2009. Definition and features of the north edge of Asian summer monsoon. *Acta Meteor Sinica*, 67(1): 83-89 (in Chinese)
- 徐忠峰, 钱永甫. 2006. 用湿位涡定义的印度夏季风指数及其与中国气候的关系. *气象学报*, 64(6): 760-769. Xu Z F, Qian Y F. 2006. Moist potential vorticity index of Indian monsoon and its relationship with climate in China. *Acta Meteor Sinica*, 64(6): 760-769 (in Chinese)
- 余丹丹, 张韧, 赵越超等. 2014. 西太平洋副高的东西进退与东亚季风系统的相互影响与关联. *大气科学学报*, 37(3): 304-312. Yu D D, Zhang R, Zhao Y C, et al. 2014. Correlation between the subtropical high abnormal longitudinal position and the East Asian summer monsoon system. *Trans Atmos Sci*, 37(3): 304-312 (in Chinese)
- 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 2003. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. *气象学报*, 61(5): 559-568. Zhang Q Y, Tao S Y, Chen L T. 2003. The inter-annual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. *Acta Meteor Sinica*, 61(5): 559-568 (in Chinese)
- 张人禾. 1999. El Niño 盛期印度夏季风水汽输送在我国华北地区夏季降水异常中的作用. *高原气象*, 18(4): 567-574. Zhang R Henhe. 1999. The role of Indian summer monsoon water vapor transportation on the summer rainfall anomalies in the northern part of China during the El Niño mature phase. *Plateau Meteorology*, 18(4): 567-574 (in Chinese)
- 张腾飞, 普贵明. 2004. 印度季风对云南 2002 年 6 月 6 次大到暴雨过程影响分析. *气象科学*, 24(3): 325-332. Zhang T F, Pu G M. 2004. Analysis of 6 Yunnan severe rainfalls affected by Indian monsoon in June, 2002. *Scientia Meteor Sinica*, 24(3): 325-332 (in Chinese)
- 祝汉光, 张先恭. 1996. 东亚季风和我国夏季雨带的关系. *气象*, 22(4): 8-12. Zhao H G, Zhang X G. 1996. The relationship between the summer rain belt in China and the East Asia monsoon. *Meteor Mon*, 22(4): 8-12 (in Chinese)
- 周浩, 唐红玉, 程炳岩. 2010. 东亚夏季风与重庆夏季降水的关系研究. *西南大学学报(自然科学版)*, 32(1): 81-88. Zhou H, Tang H Y, Cheng B Y. 2010. The relation between East Asian summer monsoon and summer precipitation in Chongqing. *J Southwest Univ (Nat Sci Ed)*, 32(1): 81-88 (in Chinese)
- 周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 2008. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响. *气象学报*, 66(1): 59-70. Zhou X X, Ding Y H, Wang P X. 2008. Moisture transport in Asian summer monsoon region and its relationship with summer precipitation in China. *Acta Meteor Sinica*, 66(1): 59-70 (in Chinese)
- 祝从文, 何金海, 吴国雄. 2000. 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系. *气象学报*, 58(4): 391-402. Zhu C W, He J H, Wu G X. 2000. East Asian monsoon index and its inter-annual relationship with largescale thermal dynamic circulation. *Acta Meteor Sinica*, 58(4): 391-402 (in Chinese)
- Cao J, Hu J M, Tao Y. 2012. An index for the interface between the Indian summer monsoon and the East Asian summer monsoon. *J Geophys Res Atmos*, 117(D18): D18108
- Chen L X, Jin Z H. 1984. The medium-range variations of the summer monsoon circulation system over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 1(2): 224-233
- Goswami B N, Krishnamurthy V, Annmalai H. 1999. A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quart J Roy Meteor Soc*, 125(554): 611-633
- Huang R H, Chen J L, Huang G. 2007. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China. *Adv Atmos Sci*, 24(6): 993-1023
- Kripalani R H, Singh S V. 1993. Large scale aspects of India-China summer monsoon rainfall. *Adv Atmos Sci*, 10(1): 71-84
- Krishnamurti T N, Ramanathan Y. 1982. Sensitivity of the monsoon onset to differential heating. *J Atmos Sci*, 39(6): 1290-1306
- Lau K M, Kim K, Yang S. 2000. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J Climate*, 13(14): 2461-2482
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China//Review of Monsoon Meteorology. Oxford, UK: Oxford University Press
- Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull Amer Meteor Soc*, 80(4): 629-638
- Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian monsoons. *J Climate*, 14(20): 4073-4090
- Wang B, Clemens S C, Liu P. 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: Implications on geologic timescales. *Mar Geol*, 201(1-3): 5-21
- Wang B, Lin H. 2004. Rainy season of the Asian-pacific summer monsoon. *J Climate*, 15(4): 386-398
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 118(507): 877-926
- Wei W, Zhang R H, Wen M, et al. 2014. Impact of Indian summer monsoon on the South Asian High and its influence on summer rainfall over China. *Climate Dyn*, 43(5-6): 1257-1269
- Wei W, Zhang R H, Wen M, et al. 2015. Interannual variation of the South Asian High and its relation with Indian and East Asian summer monsoon rainfall. *J Climate*, 28(7): 2623-2634
- Wu R G. 2002. A mid-latitude Asian circulation anomaly pattern in boreal summer and its connection with the Indian and East Asian summer monsoons. *Int J Climatol*, 22(15): 1879-1895
- Zhang R H. 2001. Relations of water vapor transport from Indian monsoon with that over East Asia and the summer rainfall in China. *Adv Atmos Sci*, 18(5): 1005-1017