

杨崧, 邓开强, 段晚锁. 2018. 季风与 ENSO 的选择性相互作用: 年循环和春季预报障碍的影响 [J]. 大气科学, 42 (3): 570–589. Yang Song, Deng Kaiqiang, Duan Wansuo. 2018. Selective interaction between monsoon and ENSO: Effects of annual cycle and spring predictability barrier [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (3): 570–589, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17241.

季风与 ENSO 的选择性相互作用: 年循环和春季预报障碍的影响

杨崧^{1,2,3} 邓开强¹ 段晚锁⁴

¹ 中山大学大气科学学院, 广州 510275

² 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 广州 510275

³ 中山大学地球气候与环境系统研究院, 广州 510275

⁴ 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 100029

摘 要 本文主要基于对 Webster and Yang (1992) 一文的回顾, 讨论了年循环在季风和 ENSO 相互作用中的作用、春季预报障碍 (SPB)、Webster-Yang 指数 (WYI)、以及亚洲夏季风的前期讯号等内容。亚洲季风和 ENSO 作为全球天气和气候变率的主要来源, 它们之间的相互作用存在明显的年变化和季节“锁相”特征: 在北半球秋冬季, 亚洲季风对流活动最弱, 此时 ENSO 的信号最强; 但是到了北半球春季, 亚洲季风对流快速爆发, 而此时的 ENSO 信号却迅速衰减。亚洲季风和 ENSO 位相的错位变化使得热带海—气系统的不稳定性在北半球春季达到最大, 此时任意一个微小的扰动都容易快速增长, 最终导致基于 ENSO 的预报技巧减小。亚洲夏季风环流本质上可以看成是大气对副热带地区潜热加热的低频罗斯贝波响应, 它具有很强的垂直风切变, 这是 WYI 定义的物理基础。WYI 数值越大, 代表垂直东风切变越大, 即亚洲季风环流增强, 反之亦然。利用 WYI 与前期大气环流场、欧亚雪盖、土壤湿度等物理量进行回归分析, 结果表明: 当亚洲夏季风增强时, 前期冬季和春季, 在北印度洋和亚洲副热带地区上空出现东风异常, 同时在更高纬度地区伴随出现西风的异常; 此外, 副热带地区如印度次大陆、中南半岛和东亚的土壤湿度增大; 中纬度地区尤其是青藏高原中西部的积雪密度明显减小。这些前期讯号的发现有助于我们构建动力统计模型, 进而提高对亚洲夏季风的季节预报水平。

关键词 季风 ENSO 年循环 春季预报障碍 亚洲季风前期讯号

文章编号 1006-9895(2018)03-0570-20

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17241

Selective Interaction between Monsoon and ENSO: Effects of Annual Cycle and Spring Predictability Barrier

YANG Song^{1,2,3}, DENG Kaiqiang¹, and DUAN Wansuo⁴

¹ School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275

² Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, Guangzhou 510275

³ Institute of Earth Climate and Environment System, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275

⁴ LASG (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics), Institute of Atmospheric Physics,

收稿日期 2017-09-20; **网络预出版日期** 2018-01-05

作者简介 杨崧, 男, 1955 年出生, 中组部千人计划特聘教授, 主要从事季风、ENSO 和气候变化领域的研究。E-mail: yangsong3@mail.sysu.edu.cn

通讯作者 邓开强, E-mail: dengkq@mail2.sysu.edu.cn

资助项目 国家重大科学研究计划项目 2014CB953900, 国家自然科学基金重大项目 41690123、41690120, 国家自然科学基金重点项目 91637208

Funded by National Major Research Program of China (Grant 2014CB953900), Major Program of National Natural Science Foundation of China (Grants 41690123, 41690120), Key Program of National Natural Science Foundation of China (Grant 91637208)

Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract This paper reviews research on the role of annual cycles of monsoon and ENSO in monsoon-ENSO interaction, spring predictability barrier (SPB), Webster-Yang monsoon index (WYI), and precursory signals preceding the Asian summer monsoon mainly based on the study of Webster and Yang (1992). As the major sources of predictability of global weather and climate, the Asian monsoon and ENSO show prominent annual variations and seasonally “phase-locked” features. During the boreal autumn and winter, the weakest Asian monsoon convection occurs, accompanied by the peak intensity of ENSO. During the boreal spring, however, the Asian monsoon strengthens explosively, accompanied by a quick decay of ENSO signals. The out-of-phase variation in the monsoon and ENSO makes the tropical ocean-atmosphere system most unstable during boreal spring. Thus, small random errors could grow unlimitedly and eventually result in a rapid drop of predictive skill of ENSO. Essentially, the Asian summer monsoon circulation is a low-frequency Rossby wave response of the atmosphere to latent heating over the subtropics with strong vertical wind shear, the physical basis for defining WYI. A larger WYI indicates stronger easterly wind shear over South Asia i.e., stronger Asian monsoon circulation, and vice versa. Regressing antecedent physical fields onto the summer WYI reveals several precursory signals preceding a stronger Asian summer monsoon. Significant easterly anomaly occurs over the Indian Ocean and subtropical Asia, while prominent westerly anomaly appears over the higher latitudes. Moreover, significant increase in soil moisture content is found in the subtropics such as the Indian subcontinent, the Indo-China Peninsula, and extratropical East Asia. In addition, decreased snow density occurs in mid-latitude regions especially the middle and western portions of the Tibetan Plateau. These precursors preceding the Asian summer monsoon can be applied to construct dynamical statistical models for improving seasonal prediction of the Asian summer monsoon.

Keywords Monsoon, ENSO, Annual cycle, Spring predictability barrier, Precursory signals of Asian monsoon

1 引言

季风一般是指热带和副热带地区大气环流及降水的季节性转换 (Ramage, 1971), 它的概念可能最早成型于中国古代典籍帝舜的《南风》歌: “南风之熏兮, 可以解吾民之愠兮; 南风之时兮, 可以阜吾民之财兮” (曾庆存等, 2005)。季风的爆发往往伴随着天气和气候条件的剧烈变化, 比如降雨量的急速增加, 越赤道基本气流的突然转向, 高低层大气辐合辐散中心位置的移动等 (Tao and Chen, 1987; Qian, 2000; Trenberth et al., 2000)。季风强的年份容易发生洪涝、泥石流等自然灾害, 造成巨大的生命财产损失; 季风弱的年份则可能出现农作物播种时机的延误, 甚至因为出现严重干旱而导致农作物的减产。季风覆盖的面积广阔, 地球上超过 70% 的人口居住在季风区 (Mohtadi et al., 2016)。因此, 研究季风的可预报性、提高对季风的中长期 (比如季节和年际时间尺度) 预报水平, 对促进社会经济发展、防灾减灾等方面有着重要的意义 (Gadgil and Rupakumar, 2006)。

厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 是热带低频变率的主要来源之一, 也是全球天气和气候预报的重要物理基础。早在一个世纪前, Hildebrandsson

(1897) 和 Lockyer and Lockyer (1902) 就发现了位于悉尼 (澳大利亚) 和布宜诺斯艾利斯 (阿根廷) 两地的大气压存在反向变化的关系, 并指出这种变化的周期大约是 3.8 年。Walker (1924) 和 Walker and Bliss (1932) 发现这种此消彼长的关系覆盖了整个赤道太平洋和印度洋, 并首次提出南方涛动 (SO) 的概念。与此同时, 人们也注意到, 每隔几年的圣诞节前后, 在秘鲁—厄瓜多尔沿岸的海水会突然变暖 (厄尔尼诺), 但是当时的人们并没有意识到它与大气压的变化存在联系。几十年后, Berlage (1966) 和 Doberitz (1968) 发现 SO 与厄尔尼诺的变化存在显著的相关关系, SO 位相的改变经常伴随着厄尔尼诺与拉尼娜现象的转换。需要指出的是, Bjerknes (1969) 发现在赤道太平洋上空存在一个大气遥相关型, 并首次提出了 Walker 环流的概念。Walker 环流的上升支和下沉支刚好对应于 SO 的负正两极。当发生厄尔尼诺现象时, 赤道太平洋的纬向海温梯度减小, 导致信风减弱和 Walker 环流转向, 从而使得 SO 的位相发生改变, 反之亦然。Bjerknes 建立的大尺度海气相互作用理论成功地解释了 SO 和厄尔尼诺现象, 这为后来的天气和气候预报奠定了坚实的物理基础 (Wyrtki, 1975)。

20 世纪 70~80 年代, 关于季风与 ENSO 相互

作用的研究开始大量涌现,一方面是因为 Walker 环流的发现使得关于季风与 ENSO 关系的研究从纯统计学分析转向具有物理基础的理论探索;另一方面是观测数据的不断丰富,特别是卫星数据的使用极大地提高了观测结果的可靠性。在年际变化时间尺度, Rasmusson and Carpenter (1983)、Ropelewski and Halpert (1989) 等发现,厄尔尼诺事件发生的年份,印度半岛和斯里兰卡地区的季风降水显著减少,这种关系在秋冬季节尤为明显。此外, Yasunari (1990) 等指出亚洲季风的强弱变化也会反过来触发 ENSO 事件的形成。在年代际时间尺度, Torrence and Webster (1999) 等指出印度季风和 ENSO 的关系在 1875~1920 年和 1960~1990 年期间较强,在 1920~1960 年期间则减弱。Chen et al. (2013) 发现 ENSO 和 PDO 在亚洲冬季风和夏季风转换过程中扮演了重要作用。Kumar et al. (1999) 也发现季风和 ENSO 的关系在最近几十年出现减弱的趋势,并指出这可能与 Walker 环流的西南方向移动有关。除了观测分析,关于季风和 ENSO 相互作用物理机制的研究也越来越多。例如, Klein et al. (1999)、Alexander et al. (2002)、Lau and Nath (2003) 等认为 Walker 环流作为一个赤道太平洋的大气遥相关型,是 ENSO 影响亚洲季风的主要渠道;吴国雄和孟文 (1998) 等进一步发展了 Walker 环流理论,提出赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合机制,并指出亚洲季风的异常信号也可以通过这种耦合模对中东太平洋的海—气相互作用施加影响并激发 ENSO 事件。Zheng et al. (2014) 也发现,亚澳季风的强度变化与海平面的西风异常有明显联系,进而调节 ENSO 的周期变化。Zhang et al. (1996, 1999)、陶诗言和张庆云 (1998) 等指出,厄尔尼诺发生期间西太平洋副热带高压会增强并西移,这直接影响了东亚夏季风的强度变化和中国东部地区的降水多寡。Wang et al. (2000) 进一步研究发现 ENSO 通过海气相互作用的方式能够激发一个向西传播的赤道 Rossby 波,最终导致菲律宾反气旋的建立,他们认为这是西北太平洋副热带高压增强和西移的重要原因。

季风与 ENSO 的相互作用存在明显的年变化与季节“锁相”特征。ENSO 和季风的年循环是影响它们之间相互作用的重要因子(黄荣辉和陈文, 2002; 陈文, 2002; Huang et al., 2004)。Walker (1924) 曾经用 SO 去预报印度夏季风的变化,但

是他的尝试没有取得很大的成功。Normand (1953) 对此展开了进一步的研究,他发现 SO 与印度季风的超前或滞后关系在秋季和冬季表现很好,于是他提出可以用夏季 SO 去预报印度冬季风的方法;同时, Normand (1953) 也指出 SO 与印度季风的关系在春夏季却非常弱,这在很大程度上限制了利用 SO 预报印度夏季风的能力。Troup (1965) 发现,在北半球春季,印度半岛正好位于 SO 正负异常值交界的节点处,因此 SO 空间形态的一个微小变化都有可能造成对印度夏季风预报的偏差。Latif and Graham (1992) 发现,实际观测的 SO 指数与模式预报的 SO 指数,它们的相关系数在夏、秋、冬季可以一直保持在很高的数值;在春季,这种相关性则迅速减小。也就是说,基于 ENSO 的预报技巧在北半球春季会快速消失,这也就是为什么 Walker 利用 SO 预报印度夏季风失败的原因。

Webster and Yang (1992) 对这种基于 ENSO 的预报技巧在北半球春季出现快速下降的一种现象进行了研究,并提出“春季预报障碍”(SPB)的概念(Webster, 1995; Latif et al., 1998)。SPB 既存在于动力耦合模式中,也存在于统计模式中,有时在统计模式中表现得更为显著(van Oldenborgh et al., 2005)。SPB 现象的发现激发了许多有趣的思考,比如从年循环的角度来看,春季和秋季都是昼夜平分日,为什么 SPB 出现在春季而不是秋季? SPB 是一种自然现象还是模式误差导致的结果? SPB 的存在也促使我们去寻找亚洲夏季风除了 ENSO 以外的预报因子,以提高对亚洲夏季风的季节和年际预报水平。一般来说,一个好的预报因子应当具备几个特征:(1) 具有较大的空间尺度,分布上具有一定的连续性,这样才能够减少测量和计算的误差;(2) 具有低频变化特征,这确保预报因子具有一定的记忆功能,也允许预报员有足够的时间提前预报;(3) 与预报对象之间最好存在明确的因果联系,这是天气和气候预报的物理基础,也是预报技巧稳定性的保证。

本文接下来将对季风和 ENSO 相互作用的若干问题进行总结和讨论,重点阐述 SPB 现象、年循环在季风和 ENSO 相互作用中的影响。本文的组织架构如下:第二部分综述了 SPB 的物理成因,并分析了季风和 ENSO 的年循环特征;第三部分回顾了 Webster-Yang 亚洲季风指数的定义及其物理内涵;第四部分进一步探讨了亚洲夏季风的潜在预报因

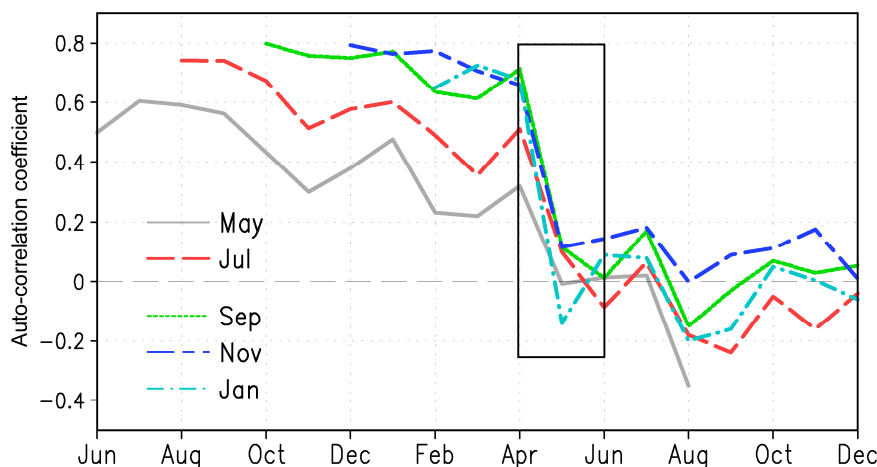


图 1 1979~2015 年 SOI 自滞后相关系数, 其中不同颜色的曲线用以区分 SOI 的起始月份。在黑色矩形圈出的时期, SOI 滞后相关系数迅速减弱, 即所说的 SPB 现象。(改自 Webster and Yang, 1992)

Fig. 1 Auto-correlation coefficients of SOI (Southern Oscillation Index) with lagged SOI during the period of 1979–2015. The lines with different colors indicate the initial months. The box outlines the period when the lagged correlation coefficients drop rapidly, i.e., the so-called SPB (spring predictability barrier) phenomenon. (Modified from Webster and Yang, 1992)

子, 包括大气环流场、土壤湿度和欧亚积雪密度等; 本文的最后部分是总结和讨论。

2 春季预报障碍与年循环

2.1 春季预报障碍

图 1 展示了 SOI (南方涛动指数) 自滞后相关系数的年变化。从图中可以看到, SO 信号在夏一秋一冬季可以无阻碍地传递, 滞后相关系数始终维持在显著的数值范围; 到了北半球春季 (4~6 月), SO 的信号迅速衰减, 滞后相关系数从 4 月前的显著正相关突然转变为 6 月后的弱相关、甚至负相关, 这就是我们所说的 SPB 现象。不难发现, SPB 的存在与选取的起始月份无关, 也不受滞后时间长短的影响。这种现象在数值模式的预报中同样存在, 图 2 表示 SINTEX-F 耦合模式对 Niño3.4 的预报结果跟实际观测 Niño3.4 的相关系数, 结果表明模式预报与观测的 Niño3.4 相关系数在春季迅速减弱, 这些结果表明 SPB 具有春季“锁相”特征, 这与 Latif and Graham (1992) 的结论是一致的。对于 SPB 现象产生的原因, 尽管以往很多研究提出了一些可能的机理, 但目前为止仍没有统一的结论。总的来说, 关于 SPB 物理机制的研究大致可以分为三类。

第一类强调热带太平洋的气候背景态以及来自热带太平洋之外的天气或气候现象的影响。如 Zebiak and Cane (1987)、Battisti (1988) 指出热带

太平洋海气耦合系统不稳定性强度存在显著的季节变化, 而春季最强的海气耦合不稳定性可能是 SPB 发生的原因之一。Webster and Yang (1992)、Webster (1995) 则进一步强调气候态的年循环决定了赤道耦合系统稳定性的季节变化。每年 4~6 月份, 气候态赤道东西太平洋纬向气压梯度最小, 沃克环流最弱, 此时海洋—大气耦合最敏感, 从而导致初始扰动或随机误差在该季节任意增长, 同时来自副热带及高纬度天气尺度过程和季风环流的影响的外部扰动, 也容易在该季节影响 ENSO 预报。尤其, Webster and Yang (1992) 指出, 4~6 月是南亚夏季风爆发和迅速增强的时期, 它可以通过改变行星尺度的风应力影响赤道太平洋的海气相互作用, 诱发 SPB 现象的出现。

第二类观点强调 ENSO 事件本身的特征对于 SPB 的作用。ENSO 事件具有典型的锁相特征, 总是倾向于在春季发生, 冬季达到峰值。Torrence and Webster (1998) 指出, 春季为 ENSO 冷暖位相转换阶段, 海温距平的方差和信噪比最小, 此时 ENSO 的持续性遭到破坏 (Xue et al., 1994; Barnston et al., 1994; Balmaseda et al., 1995; Fan et al., 2000), 而模式预测也不容易在该季节捕捉到较小的 ENSO 信号, 从而易于发生 SPB; Levine and McPhaden (2015) 采用一个阻尼概念模型进一步表明, 只有在模型中包含 ENSO 事件本身的季节增长率的年循

环信息, ENSO 预测才能够发生 SPB 现象。另外, Clarke and van Gorder (1999) 和 Yu (2005) 还讨论了 ENSO 自身的两年变率信号对 SPB 的贡献。他们指出 ENSO 的两年变率越强, 其锁相特征更明显, SPB 现象也更显著。

上述两类观点都倾向于认为 SPB 是 ENSO 系统的固有属性。然而, Mu et al. (2007a) 近年来强调 SPB 的发生是在气候态的年循环、ENSO 事件本身、以及特定的初始误差结构的共同作用导致的。显然, 该观点认为, 即使气候态的年循环和 ENSO 事件本身是固有存在的, 如果没有特定的初始误差结构, SPB 也不可能发生。即是说, 一些初始误差能够导致较强的 SPB, 而另一些初始误差可能导致较弱的 SPB 或者不影响 SPB。事实上, Chen et al. (1995) 通过改进 Zebiak-Cane 模式的初始化方案, 在 ENSO 的回报试验中几乎消除了 SPB 现象, 从而认为 SPB 可能并不是真实 ENSO 系统所固有的特性, 而是由于模式预报系统本身不完善造成的。所以, 关于 SPB 发生原因的第三类观点, 即初始误差在 SPB 发生中的重要作用, 继 Chen et al. (1995) 之后也逐渐变得流行。如 Moore and Kleeman (1996) 从初始误差增长的角度探讨了 SPB 问题, 强调了线性模式中最快增长扰动能够导致 SPB 的发生 (亦见 Xue et al., 1994, 1997a, 1997b; Thompson, 1998; Flügel and Chang, 1998; Fan et al., 2000; Samelson and Tziperman, 2001)。Mu et al. (2007b)、Duan and Hu (2016) 则在非线性模式框架下, 分别用简单和复杂模式揭示了能够导致显著 SPB 的初始误差的结构特征 (图 3), 且表明了该类初始误差存在于实际预报中, 因而他们建议, 如果能够滤掉实际预报中的该类初始误差, ENSO 的 SPB 可能会被大大减弱, ENSO 预报技巧可能会有效提高 (Mu et al., 2007a, 2007b; Duan et al., 2009; Yu et al., 2009; Duan and Wei, 2012; Zhang et al., 2015)。

从上述的回顾可以看出, 以往研究工作主要从热带太平洋系统气候态的年循环、ENSO 事件本身及初始不确定性三方面对 SPB 的原因进行了探讨, 由于三方面因素之间必然存在相互作用, 所以 SPB 的发生并不能简单归结为单一因素的作用, 而是三者共同作用的结果 (Mu et al., 2007a)。近年来, ENSO 预报模式不断发展, 模式对于气候态和 ENSO 时空特征、以及影响 ENSO 演变的天气或气候过程的刻画更为完善, 并且资料同化方法的发展

也使得初始场的精度得以提高, 这些都可能促使在一定程度上减弱 SPB 现象, 提高 ENSO 预报技巧。但是, 气候模式中次网格尺度的参数化过程使得模式的系统误差总是存在的, 并且, 在全球变暖的影响下以及系统本身存在的年代际变率, 热带太平洋背景态和 ENSO 事件的空间特征都在发生显著的变化, 这些变化实际上为 SPB 的研究提出了新的挑战, 期望在未来的研究中, 能够继续深入探讨 SPB 问题, 为 ENSO 预报技巧的提高提供新思路。

2.2 亚洲季风与 ENSO 的年循环

从上面的分析我们得知, 热带太平洋海气系统的年循环是导致 SPB 的一个主要原因之一。为了讨论 ENSO 是如何影响亚洲季风的, 图 4 展示了 SOI 与后期全球大气压的逐月滞后相关关系。当 SOI 处于正位相时, 南亚和西北太平洋地区的海平面气压减弱, 中东太平洋的气压增强。在北半球 1 月份, 南亚和西北太平洋地区海平面气压与 SOI 的相关系数绝对值可以达到 0.7~0.8, 这种相关关系可以维持到 2 月和 3 月, 4 月份开始显著减小。到了 5 月和 6 月, 南亚地区的显著性信号则完全消失。也就是说, SO 的信号传递在春季遇到了巨大的障碍, 这使得对利用 ENSO 对亚洲夏季风的季节预报变得困难。

图 5 从降水的角度展示了亚洲季风年循环特征。从图 5a 可以看出, 北半球副热带地区 (15°N) 主要存在三个雨带: 0°~30°E 西非季风区, 60°E~150°E 亚洲季风区, 以及 160°W~120°W 北美季风区。相比于西非季风降水, 亚洲和北美季风降水持续时间更长, 降水强度更大。从 1 月份到 4 月份, 这三个区域处于冬季, 气流从陆地吹向海洋, 降水较少。从 4 月份到 6 月份, 北半球季风区的降水开始迅速增加, 尤其是南亚和北美季风区更加明显, 这标志着冬季风与夏季风的快速过渡。与春季相比, 亚洲和北美季风区的降水在秋季减少的速度相对缓和, 雨带慢慢地往东移动, 直到 10 月份之后才开始减弱。图 5b 表示亚洲季风降水的经向—时间剖面图。由图可知, 南亚季风降水主要集中在 5°N~25°N, 从 4 月份到 6 月份, 亚洲季风降水突然增多, 在 6~8 月份达到最大值。9 月份之后, 亚洲季风雨带逐渐向赤道移动。由此可以看出, 季风降水不仅具有明显的年循环特征, 在春秋过渡季节, 季风降水的变化还呈现出不对称性。

除了季风降水, 我们还可以从大气环流场的角

度去观察亚洲季风的年循环。图 6 表示亚洲季风区 ($5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$) 区域平均 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 以及季风动能的年变化。OLR 的数值变化代表亚洲季风区对流活动的

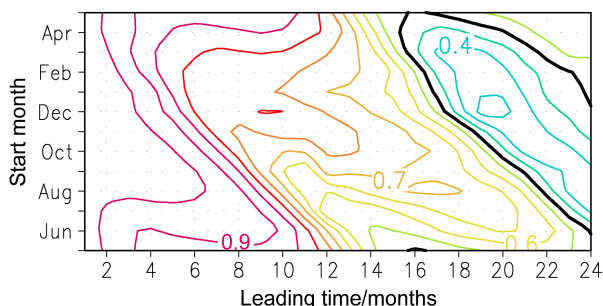


图 2 1982~2004 年 Niño3.4 指数的观测 (NCEP) 与 SINTEX-F 耦合模式九个集成员平均的预报结果之间的距平相关系数 (ACC), 横轴为超前时间, 纵轴为起报时间, 等值线间隔为 0.05。 (引自 Luo et al., 2008)

Fig. 2 Anomaly correlation coefficients (ACC) of observed (NCEP) Niño3.4 indices with predicted Niño3.4 indices (ensemble mean over nine members of SINTEX-F) during the period of 1982–2004. The horizontal and vertical axes indicate the numbers of leading month and starting month, respectively. Contour intervals are 0.05. (Cited from Luo et al., 2008)

增强或减弱, 即该区域潜热加热的增加或减少。季风动能的计算公式为: $\bar{E}_K = E_{K850 \text{ hPa}} + E_{K200 \text{ hPa}}$, 其中, $E_{Ki} = (u_i^2 + v_i^2) / 2$ 为某一点上的季风动能, 它可以反映大气环流的强度变化, 季风动能越大说明大气环流 (如风速) 越强。与季风降水的特征相似, 亚洲季风区的对流活动在 2 月和 3 月最弱, 6 月和 7 月达到最强。从 4 月到 6 月, OLR 快速减小, 说明亚洲季风对流活动快速增强。与此同时, 季风动能在 4 月和 6 月间也快速增加, 说明亚洲季风环流的迅速建立。不难发现, 对流活动和季风动能的变化在秋季的表现明显更加缓和, 进一步佐证了季风的年变化在过渡季节存在不对称性的特点。此外, 从 OLR 和季风动能的标准差来看, 夏季和冬季亚洲季风存在较大的年际变化, 在过渡季节特别是春季这种年际变化则小得多, 这说明春季季风强度的在年际时间尺度具有较大的稳定性。

与亚洲季风一样, ENSO 也存在明显的年变化。图 7 展示了达尔文 (12.5°S , 131°E) 和塔希提 (17.5°S , 150°W) 两地的地面气压以及它们之间的差值。总的来说, 塔希提的平均海平面气压高于达尔文地区, 尤其是在北半球秋季和冬季, 这主要与太平洋

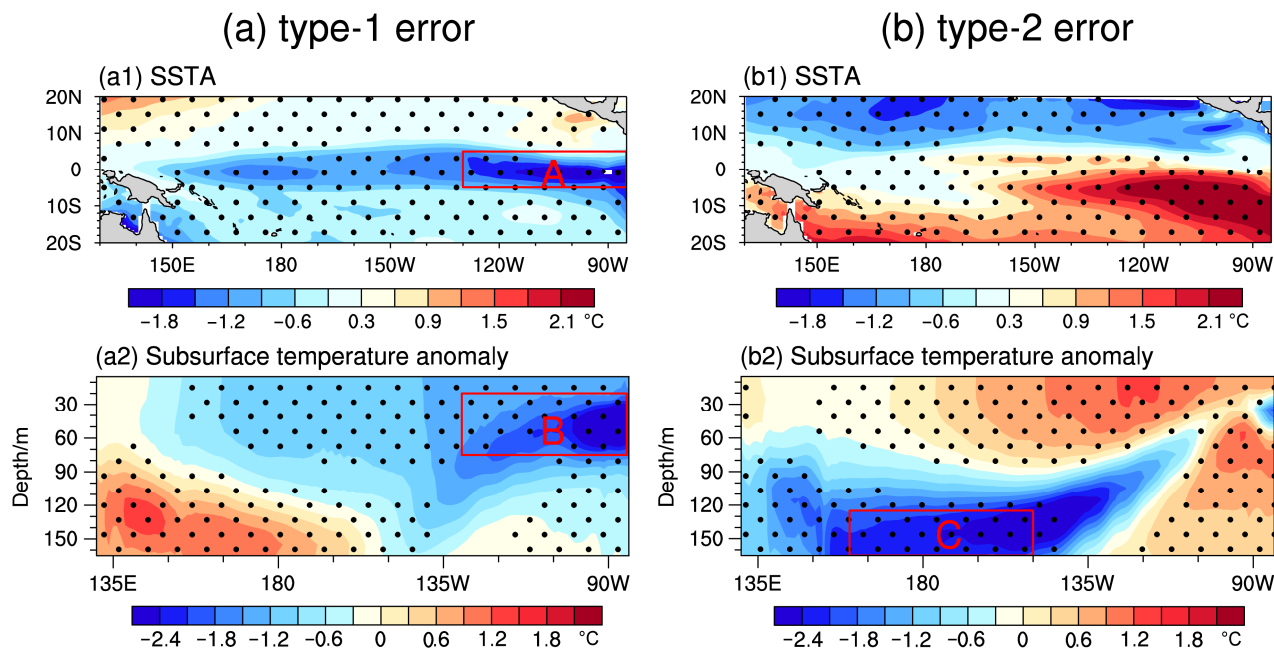


图 3 CESM 模式中导致显著 SPB 的 (a) 第一类、(b) 第二类初始海温误差, 第一和二行分别为 SSTA 和赤道 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$) 次表层海温分量。区域 A、B 和 C 分别表示 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ} \sim 85^{\circ}\text{W}$; $0 \sim 5 \text{ m}$)、($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ} \sim 85^{\circ}\text{W}$; $5 \sim 85 \text{ m}$) 和 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{W}$; $120 \sim 165 \text{ m}$)。阴影为超过 99% 信度水平的显著性 t 检验的区域。(引自 Duan and Hu, 2016)

Fig. 3 (a) The first type, and (b) the second type of initial SST errors that lead to the significant SPB in CESM (Community Earth System Model) simulation. The upper and lower panels indicate SSTA and equatorial ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$) subsurface temperature anomaly, respectively. Regions A, B and C represent ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ} \sim 85^{\circ}\text{W}$; $0 \sim 5 \text{ m}$), ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ} \sim 85^{\circ}\text{W}$; $5 \sim 85 \text{ m}$), and ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{W}$; $120 \sim 165 \text{ m}$), respectively. Shadings denote the areas that exceed the 99% confidence level by Student's t test. (Cited from Duan and Hu, 2016)

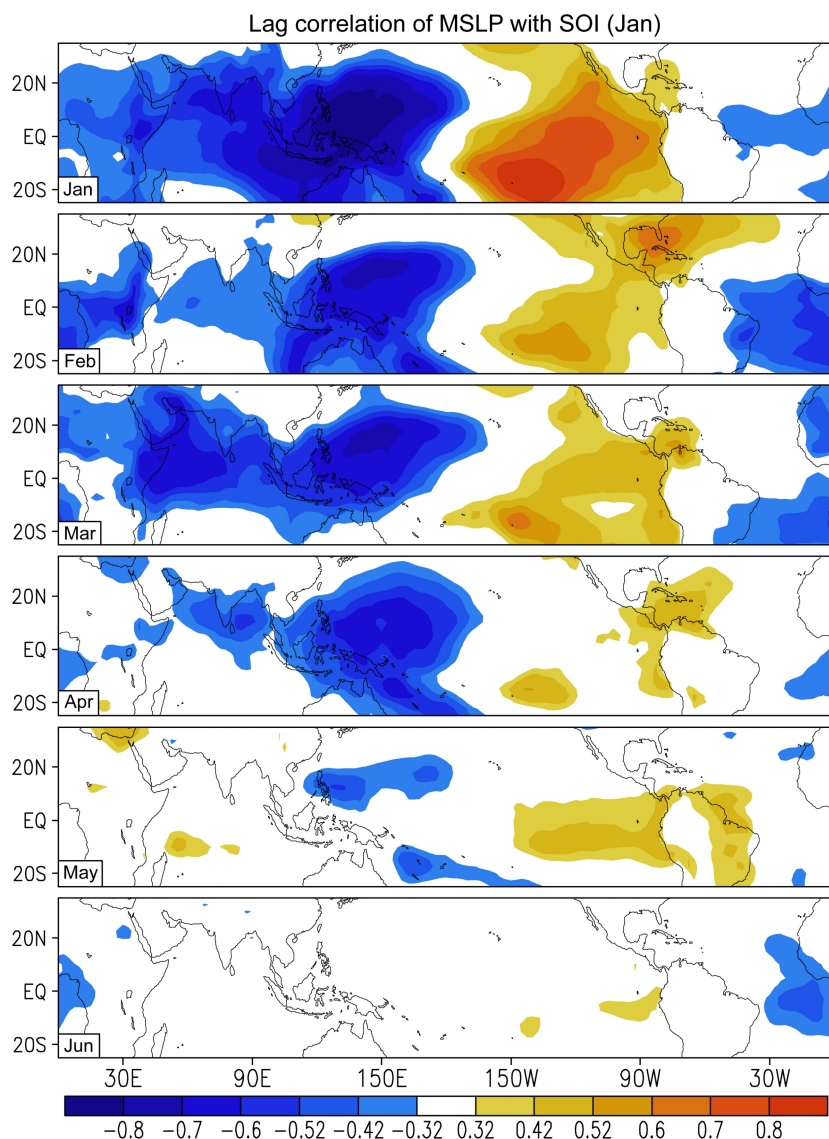


图 4 1979~2015 年 1 月份 SOI 与全球平均海平面气压 (MSLP) 的逐月滞后相关系数。阴影为超过 95% 信度水平的显著性 t 检验的区域

Fig. 4 Lagged correlation coefficients of January SOI with global mean sea level pressure (MSLP) during the period of 1979–2015. Shadings denote the areas that exceed the 95% confidence level by Student's t test

“西暖东冷”的海温分布特征有关。此外,从春季到夏季,塔希提和达尔文两地的气压差快速减小,甚至出现负值。也就是说,赤道东西太平洋的海面气压不仅在年际时间尺度上存在联系,它们的年变化幅度比年际变化还大。赤道太平洋东西海平面气压梯度的减小,导致信风减小,这意味着 Walker 环流的减弱,此时热带海气耦合系统的稳定性最弱。这时候,无论是来自赤道外的天气尺度扰动,还是由于亚洲季风的快速爆发带来的无序噪声,都可能不受限制地增长,最终使得 ENSO 的信号被完全“淹没”。而事实上,由于 ENSO 本身的信号在

春季快速衰减,而噪声在增加,因此信噪比趋向于零,这极大地降低了基于 ENSO 的预报技。

季风和 ENSO 的年变化和季节不对称性导致了它们之间的相互作用存在明显的季节性特征。在秋冬季节,ENSO 处于最成熟的阶段,此时的亚洲季风对流活动最弱,信噪比很大,因此基于 ENSO 的预报技巧最好;到了春季,ENSO 快速衰弱,而亚洲季风对流活动不断增强,此时的信噪快速减小,因此基于 ENSO 的预报技巧最弱。我们把季风和 ENSO 的相互作用随季节发生变化的现象称作它们的“选择性相互作用”。季风和 ENSO 的选择性相

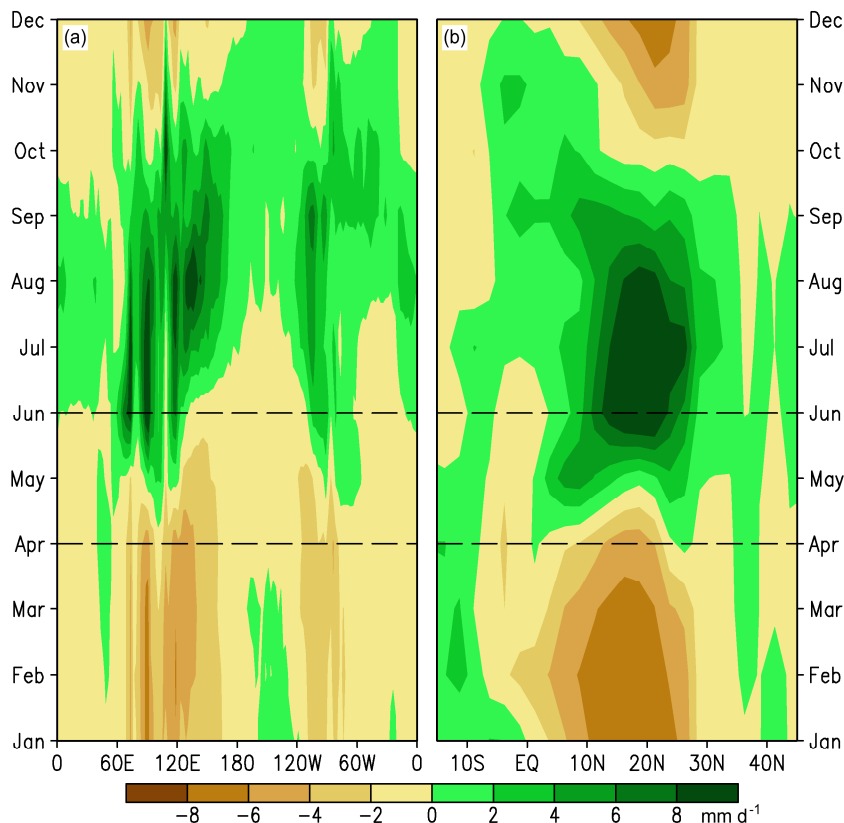


图 5 气候平均月降水 (CMAP) (单位: mm d^{-1}) 的年变化 (图中已经去除年平均): (a) 沿 15°N 剖面; (b) 沿经度 90°E 剖面
Fig. 5 Annual cycle of climatological precipitation (CMAP, units: mm d^{-1}) deviations from the annual mean: (a) Cross-section along 15°N ; (b) cross-section along 90°E

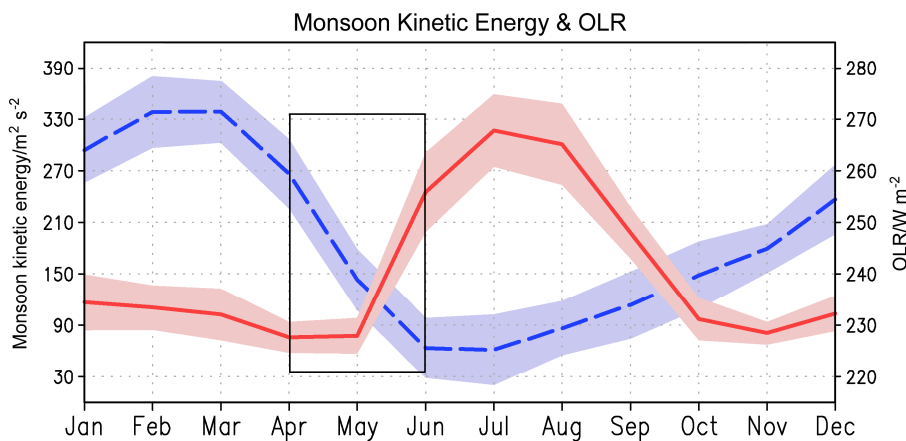


图 6 气候平均季风动能和 OLR 的年变化, 红色和蓝色曲线分别表示季风动能和 OLR, 阴影部分为不同月份的标准差。(改自 Webster and Yang, 1992)
Fig. 6 Annual cycles of climatological monsoon kinetic energy (red) and OLR (blue), shadings indicate the standardized deviations. (Adapted from Webster and Yang, 1992)

相互作用主要取决于它们各自的年变化特征, 主要是位相的错位变化。在北半球秋冬季, 亚洲季风对流活动最弱, 而 ENSO 信号最强, 因此 ENSO 可以通过 Walker 环流或者罗斯贝波等方式影响亚洲季风

的强度, 此时 ENSO 占据主导地位。北半球春夏季, 快速爆发的亚洲季风环流可以通过改变热带太平洋的风应力场, 从而影响 ENSO 的周期变化, 此时主要是亚洲季风影响 ENSO。季风和 ENSO 的这种

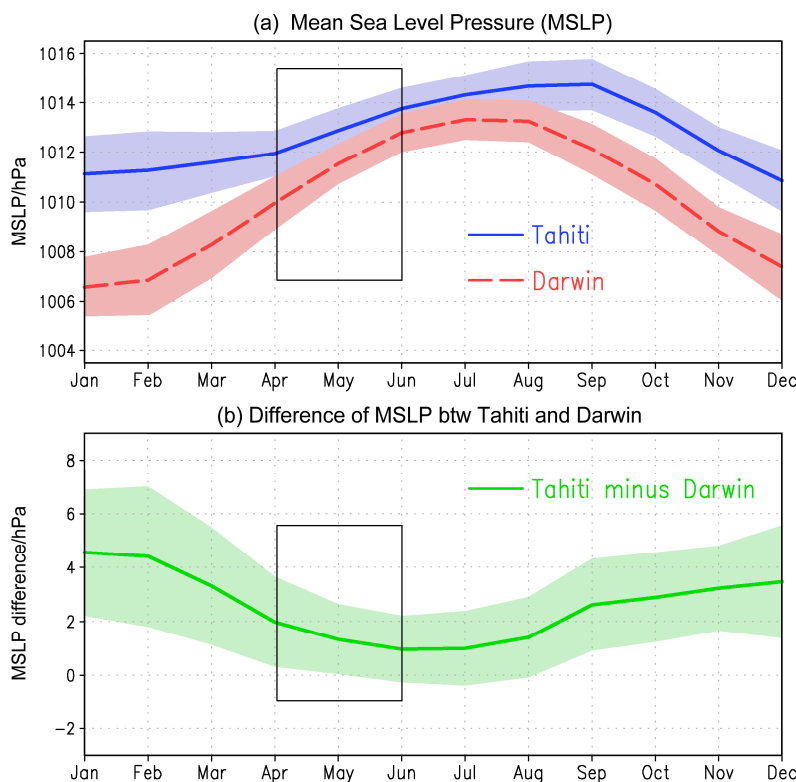


图7 (a) 塔希提 (Tahiti, 蓝色) 和达尔文 (Darwin, 红色) 的平均海平面气压变化; (b) 两地的平均海平面气压之差。阴影部分为不同月份的标准差。(改编自 Webster and Yang, 1992)

Fig. 7 (a) Annual cycles of MSLP at Tahiti (blue) and Darwin (red), and (b) differences of MSLP between these two regions. Shadings indicate the standardized deviations. (Adapted from Webster and Yang, 1992)

选择性相互作用使得低纬度地区的海洋、大气、陆地耦合系统具有类似的年变化,这在一定程度上增加了天气和气候预报的复杂性。

3 亚洲季风的动力学指数

季风指数的定义大体上可以分为两种:一种是基于热力场,比如使用区域平均降水和 OLR (Shukla and Paolino, 1983; Shukla and Mooley, 1987; Yasunari et al., 1991);另一种则是基于动力场,比如使用纬向风或经向风 (Webster and Yang, 1992; Goswami et al., 1999; Wang and Fan, 1999; Li and Zeng, 2002; Li and Yang, 2010)。一般来说,基于降水资料的季风指数在小尺度范围能够比较准确地反映季风的变化,而基于大气环流的季风指数在大尺度范围下比较适用。事实上,通过这两种方法得到的亚洲季风指数的相关性并不一定很高 (Wang and Fan, 1999)。因为亚洲季风区覆盖的范围非常广阔,而不同区域间的降水差异性很大甚至会出现相互抵消的情况,所以通过降水得到的季风指数更

适合亚洲季风的一些子系统 (比如印度季风、中南半岛季风和南海季风)。同样地,如果把亚洲季风视为一个整体,那么基于大气环流场定义的季风指数更能反映亚洲季风的整体变化,这是因为亚洲季风区的分场分布相对比较均匀。

Webster and Yang (1992) 定义了一个亚洲季风动力学指数 (WYI), 该指数在季风研究和业务预报中得到了广泛的应用。WYI 的物理基础是 Webster (1972) 和 Gill (1980) 提出的热源强迫理论。季风对流降水会释放大量的潜热能,这些潜热加热在副热带地区可以激发大尺度低频罗斯贝波,其基本特征是出现很强的垂直风切变 (Yang et al., 2015)。换句话说,亚洲季风环流本质上可以视为对副热带潜热加热的低频罗斯贝波响应。图 8a 展示了亚洲季风区高低层纬向风的变化。在北半球春季和初夏,对流层低层的风场从弱东风迅速切换为强西风,并伴随着对流层上层东风的增强。北半球夏季,高低层风速变得最强,对应的季风动能也达到最大。相比之下,冬季高低层风速要弱得多。图

8b 表明，亚洲季风区高低层纬向风的变化具有同步性，它们的相关系数达到 -0.724 。这进一步说明，亚洲季风的高低层风速是耦合的，季风带来的潜热加热越多，这种垂直风切变就越强。

WYI 指数的定义为： $I_{WY} = U_{850} - U_{200}$ ，其中， U 为区域平均 ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}N$, $40^{\circ}E \sim 110^{\circ}E$) 纬向风速。

WYI 越大说明垂直风切变越强，即季风环流越强，反之亦然。图 9 展示了亚洲夏季风环流的年际变化，分别使用 WYI 和 OLR 季风指数两种方法进行测量。从图中可以看到，亚洲夏季风存在明显的年际变化和年代际变化。WYI 和 OLR 呈现显著的相关关系，相关系数为 -0.51 ，这说明对流加热与季风环

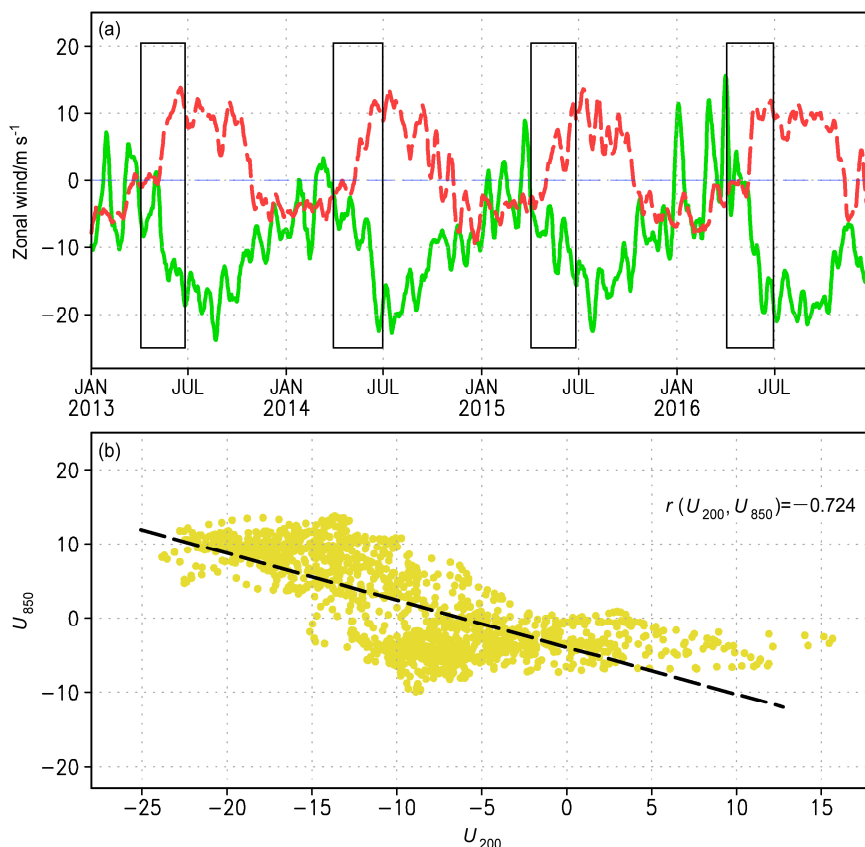


图 8 (a) 2013~2014 年区域 ($5^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $80^{\circ}E \sim 120^{\circ}E$) 平均的 850 hPa (U_{850} , 红色曲线)、200 hPa (U_{200} , 绿色曲线) 纬向风速，图中曲线已经经过了 10 天滑动平均处理。(b) 高、低层区域平均纬向风的散点关系图。(改自 Webster and Yang, 1992)

Fig. 8 Zonal winds averaged over the domain of ($5^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $80^{\circ}E \sim 120^{\circ}E$) at 850 hPa (U_{850} , red) and 200 hPa (U_{200} , green) pressure levels, the lines in Fig. a have been filtered using the 10-day running mean. (b) Diagram of area-averaged zonal winds shown in Fig. a. (Adapted from Webster and Yang, 1992)

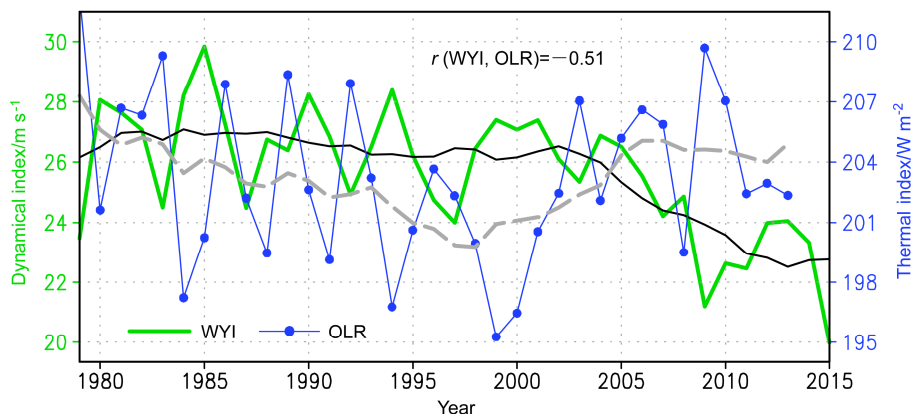


图 9 基于图 8 计算的季风动力学指数 (WYI) 和热力学指数 (OLR) 的年际变化。黑色和灰色曲线分别表示 WYI 和 OLR 指数的十年滑动平均结果
Fig. 9 Dynamical index (WYI) and thermal index (OLR) of the Asian monsoon calculated based on Fig. 8. Black and grey lines indicate the 10-year running means of WYI and OLR indices, respectively

流存在密切的联系。此外,从 WYI 指数可以看出,亚洲夏季风环流在最近几十年呈现出减弱的趋势。

图 10 表示 WYI 与热带海温的超前滞后回归,目的是研究亚洲夏季风环流与 ENSO 的联系。不难看出,亚洲夏季风环流的强度变化与 ENSO 呈现负相关关系。也就是说,亚洲季风环流强度增强时,赤道中东太平洋呈现出拉尼娜的海温型。在拉尼娜事件发生时,赤道东西太平洋纬向温度梯度

增强,这使得太平洋 Walker 环流增强。此时,热带太平洋海—气耦合系统的稳定性增强,因此不容易受初始扰动增长的影响。从图 10 我们可以看到,亚洲季风环流与 ENSO 的相关关系在前期春季到冬季都维持在显著的水平。值得一提的是,亚洲夏季风环流与前年冬季和次年春季海温的相关信号依然存在,虽然显著性有所减弱,这说明当赤道中东太平洋处于冷位相时,此时的 ENSO 信号比较容易

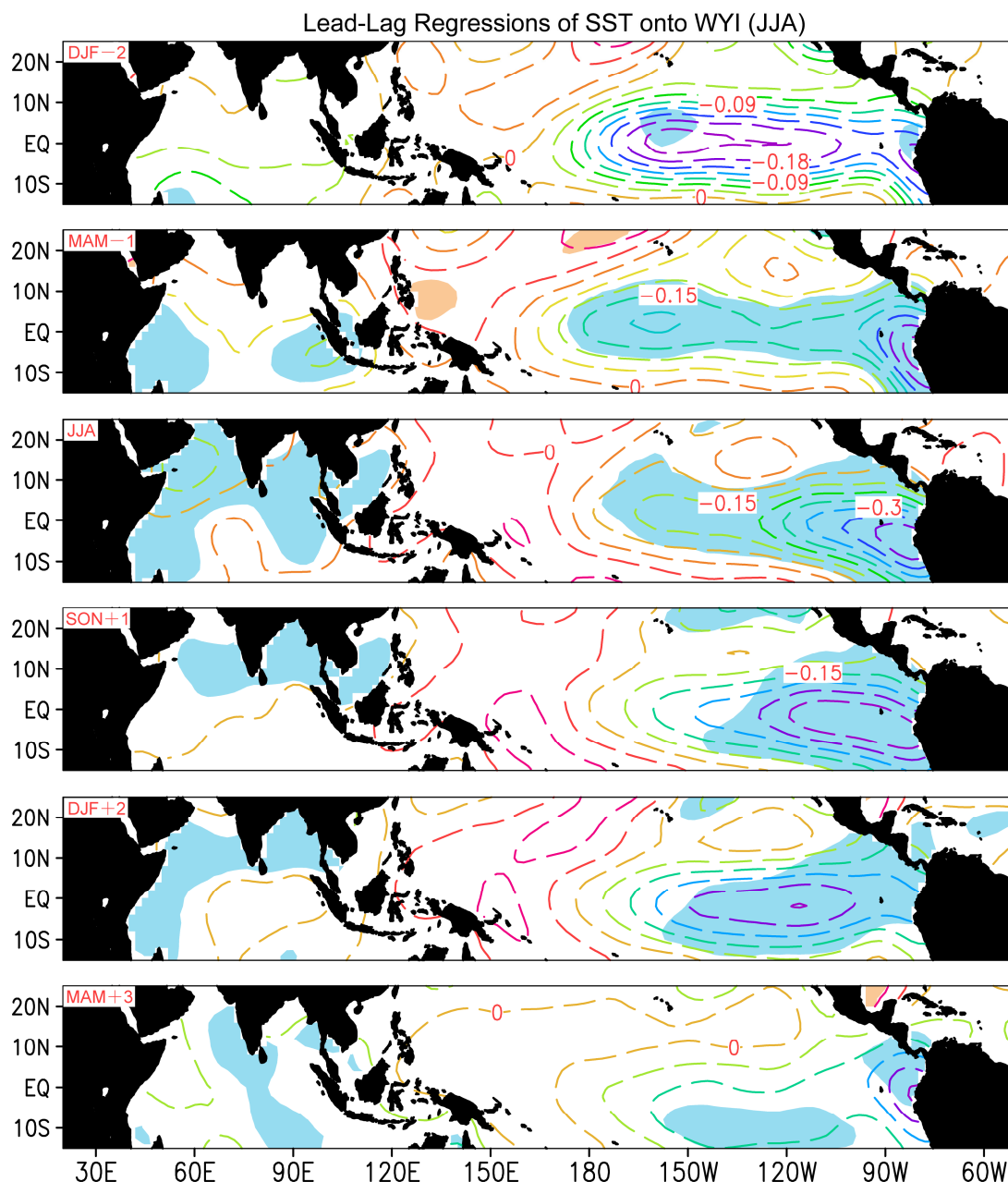


图 10 1979~2015 年北半球夏季 WYI 与热带海温异常的超前滞后回归 (单位: $^{\circ}\text{C}$)。DJF、MAM、JJA、SON 分别表示冬季、春季、夏季、秋季, 彩色阴影为超过 95% 信度水平的显著性 t 检验的区域, 黑色阴影表示陆地。±2、±1 分别表示海温异常超前 (滞后) WYI 两个、一个季节, 下同
Fig. 10 Lead-lag regression maps (units: $^{\circ}\text{C}$) of tropical SSTA onto WYI in the Northern Hemisphere summer during the period of 1979–2015. DJF, MAM, JJA, SON denote winter, spring, summer, autumn, respectively; color shadings denote the areas that exceed the 95% confidence level by Student's t test; black shadings denote land. ±2 and ±1 indicate that the SSTAs lead (lag) the WYI by 2 and 1 seasons, respectively, the same below

突破 SPB 的限制。与之相反的是, 如果赤道中东太平洋处于暖位相时, 此时赤道纬向气压梯度减小, Walker 环流减弱, 此时海—气耦合系统的稳定性处于最弱, 容易受到外界扰动的影响, 因此 SPB 现象会加强。

4 亚洲季风的前期预报因子

为了克服 SPB 现象对亚洲夏季风预报的影响, 我们需要寻找其他的预报因子 (Webster and Yang, 1992; Yang et al., 1996; Lau and Yang, 1996)。王会军 (2005)、王会军和范可 (2006) 等探讨了东亚夏季气候的可预测性, 他们发现对流层上层某些区域的月平均环流具有较长的可持续性, 并且这些环流场的变化与东亚夏季风有显著的联系, 这使得从大气环流的变化来预报东亚夏季风在一定程度上具有可行性。事实上, Webster and Yang (1992) 和 Yang et al. (2004) 发现在亚洲季风爆发的前期, 中东地区上空的西风急流减弱, 这不利于来自东欧的冷空气侵袭到南亚地区, 造成季风的强度变化。Yang and Lau (2006) 进一步指出, 亚洲季风增强前期的冬季和春季, 热带印度洋和亚洲副热带地区的对流层上层会出现东风异常, 在其北侧则伴随出现西风异常, 这一方面增强了低纬地区的垂直东风切变, 另一方面有利于初夏南亚高压的建立。

图 11 展示了对流层上层纬向风的经验正交函数分解第一模态。在亚洲季风爆发前期的冬季, 第一模态占据了 25% 的解释方差, 此时副热带地区和中纬度地区上空的纬向风场出现反相变化的特征。春季纬向风场第一模态的空间分布型与冬季时期基本一致, 虽然解释方差降低到 22%。到了同期夏季, 第一模态的解释方差为 18%, 此时东风异常占据了整个低纬度地区。图 11d-f 为基于 WYI 强弱年得到的合成分析, 我们发现纬向风第一模态的变化与亚洲季风的强弱变化非常相似, 印度洋和亚洲副热带地区均为东风异常, 中纬度地区则出现西风异常。需要指出的是, 亚洲季风爆发前期不同季节的大气环流场主模态表现出相似的空间分布型, 这说明纬向风第一模态的变化具有低频变化的特征, 因此可以将其视为亚洲夏季风的潜在预报因子。

我们进一步分析了亚洲夏季风与前期每个月份纬向风的关系。如图 12 所示, 对流层高层 (200 hPa) 的纬向风与亚洲季风环流间存在显著的超前相关关系。超前亚洲夏季风 5 个月 (1 月份) 时,

热带印度洋和亚洲副热带地区上空就出现了东风异常, 同时 $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 出现了西风异常, 这与上面的合成分析结果一致。此外, 赤道中东太平洋上空也出现了的纬向风异常, 这可能与前期的拉尼娜现象有关。到了 2 月份和 3 月份, 东亚、北太平洋和北美上空的异常西风融为一体, 这表明此时北半球中纬度的西风急流增强。4~6 月份, 西风异常在北太平洋上空出现断裂, 此时热带印度洋和亚洲副热带地区的异常东风占据主导地位。我们还从垂直剖面的角度分析了亚洲夏季风与纬向风的关系 (图略)。在亚洲季风爆发前的 1 月和 2 月份, 热带印度洋和亚洲副热带地区上空就出现了显著的东风异常, 同时在 $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 纬度带也出现了显著的西风异常。随着季节的演变, 低纬地区上空的垂直东风切变不断增强, 副热带上空的西风异常则不断向北移动。低纬度地区对流层高低层的垂直东风切变在 5~6 月份达到最强。从以上的分析可以看出, 纬向风场可以作为亚洲夏季风的一个预报因子。前期冬季和春季热带印度洋和亚洲副热带地区上空出现异常的东风, 其北侧出现西风异常, 有利于亚洲夏季风环流的建立和增强。

另一种潜在的预报因子是土壤湿度。Yang and Lau (1998) 和 Douville et al. (2001) 曾经研究了地表湿度对印度季风的影响。地表湿度对亚洲季风的影响主要包括两个方面: (1) 湿度越大, 地表气温越低, 这会改变大尺度海陆温差, 从而影响季风环流的变化; (2) 地表湿度是影响水汽蒸发的重要因素, 通过改变大气中的水汽含量, 从而影响季风降水。图 13 展示了深层 (20~200 cm) 土壤水汽含量与 WYI 季风指数的联系。相比于浅层 (0~20 cm) 的土壤湿度, 深层的土壤湿度具有更长的记忆能力, 因此更适合用来做季节预报。总体来看, 亚洲季风增强的前期, 欧亚大陆中高纬度的土壤湿度显著减小, 而印度半岛、中南半岛和东亚地区的土壤湿度则显著增加。不难看出, 土壤湿度增加的地区都是亚洲夏季风所覆盖的区域。从时间先后顺序来看, 土壤湿度的增加先出现在东非、南亚次大陆和东亚地区, 4 月份到 6 月份土壤湿度的增加主要出现在中南半岛。土壤湿度和亚洲夏季风降水可能存在一个正反馈作用, 一方面亚洲季风降水使得土壤湿度增加, 另一方面土壤湿度的增加又反过来增加大气中的水汽, 促使降水增加。此外, 中高纬地区的土壤湿度出现显著减小, 这种现象在亚洲夏季

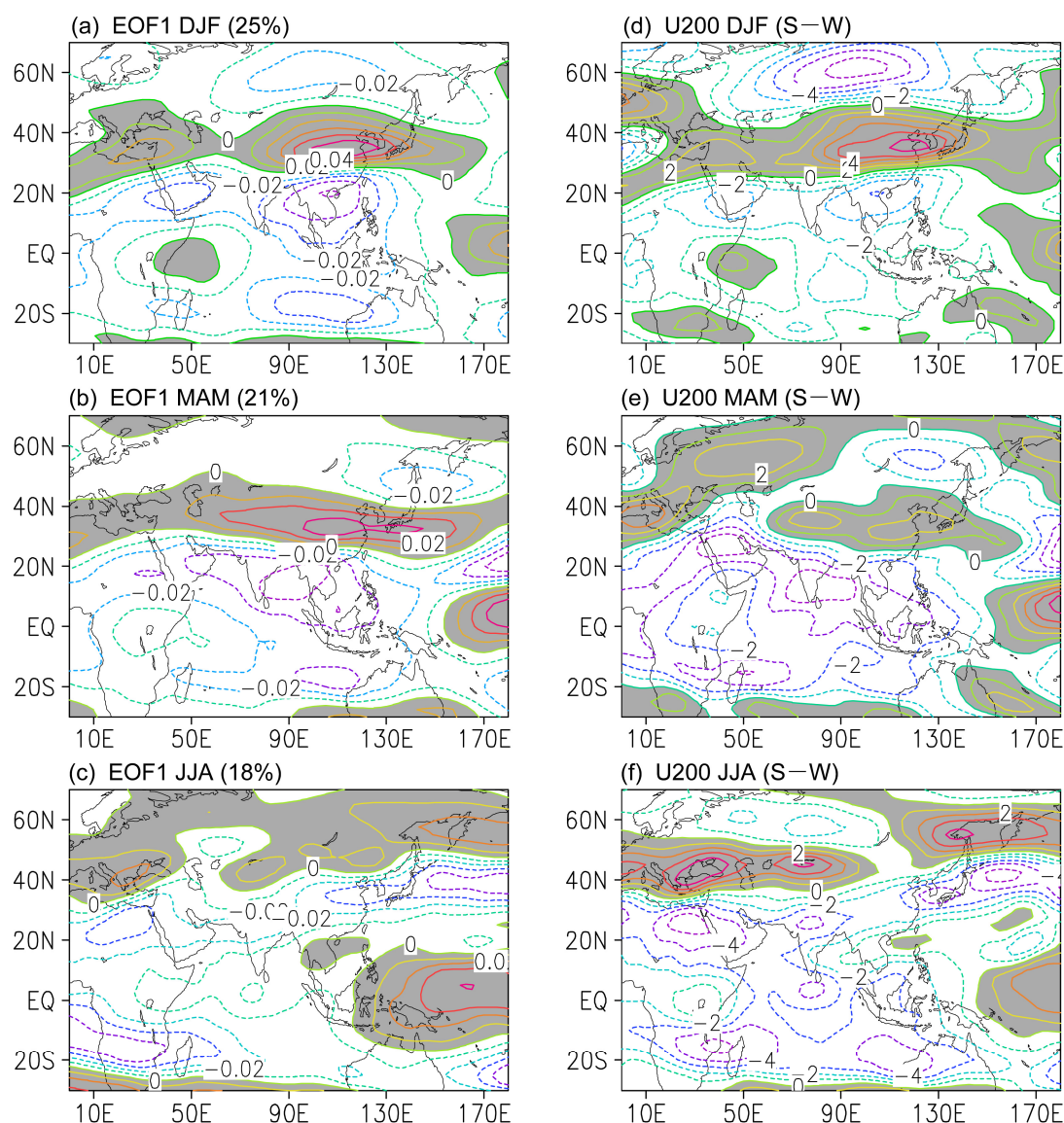


图 11 亚洲夏季风爆发前期 (a) 冬季、(b) 春季以及同时期 (c) 夏季的 200 hPa 纬向风的经验正交函数分解的第一模态, 相应的解释方差在括号中用百分比表示。(d-f) 基于 WYI (JJA) 合成分析的强季风年与弱季风年份的纬向风之差 (单位: m s^{-1})。阴影部分表示西风异常。(改自 Yang et al., 2004; Yang and Lau, 2006)

Fig. 11 The first EOF modes of 200-hPa zonal winds during antecedent (a) winter, (b) spring, and (c) concurrent summer, whose explained variances expressed as percentage are shown in parenthesis. (d-f) The composite differences (units: m s^{-1}) of 200-hPa zonal winds with respect to the strong and weak Asian summer monsoon years based on the WYI (JJA). (Adapted from Yang et al., 2004; Yang and Lau, 2006)

风爆发的前期尤其明显。土壤湿度的减小使得中高纬地区的蒸发冷却过程减弱, 容易导致地面气温会升高, 从而加强海陆温差, 因而亚洲夏季风环流增强。从以上结果来看, 土壤湿度对于亚洲夏季风来说也是一个不错的预报因子, 当亚洲副热带地区的土壤湿度增大、中高纬度地区的土壤湿度减小时, 亚洲夏季风环流增强的可能性较大。

此外, 欧亚雪盖也可能是影响亚洲季风强度的

因子。Hahn and Shukla (1976)、Dickson (1984) 等发现北半球冬季欧亚雪盖的覆盖面积与亚洲夏季风存在显著的负相关关系。欧亚大陆积雪过多, 一方面使反射的太阳辐射增多, 地表获得的热能减少; 另一方面, 在春夏过渡季节积雪的融化将会吸收大量的热能, 使得欧亚大陆升温减慢, 这会阻碍亚洲夏季风环流的建立, 反之亦然 (Yang, 1996)。图 14 展示了亚洲夏季风环流与前期欧亚积雪密度

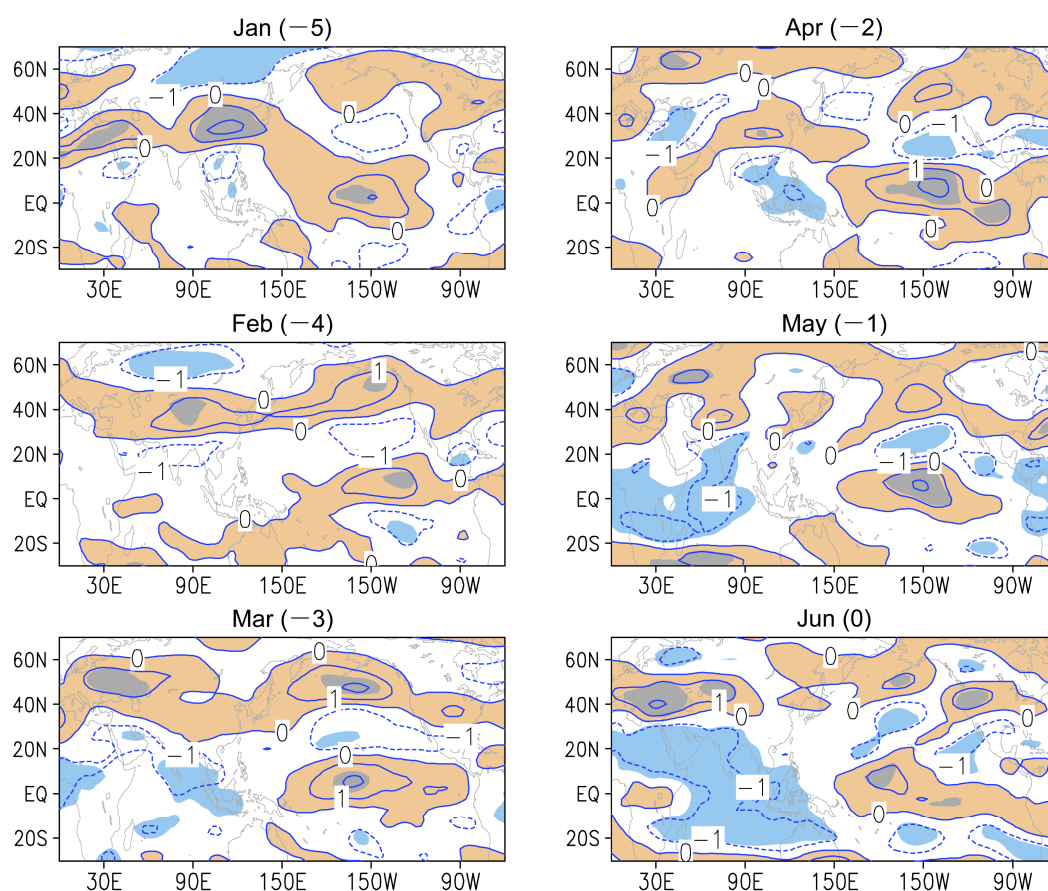


图 12 1979~2015 年 200 hPa 纬向风场与 WYI (JJA) 的超前滞后回归 (等值线, 单位: m s^{-1}), 阴影为超过 95% 信度水平的显著性 t 检验的区域。图中数字表示超前滞后的月份数, 如-3 表示风场超前 WYI 三个月, 下同

Fig. 12 Lead-lag regressions (contours, units: m s^{-1}) of 200-hPa zonal winds onto WYI (JJA) during the period of 1979–2015. Shadings denote the areas that exceed the 95% confidence level by Student's t test. Numbers marked at title within each subplot depict how many months the wind fields lead the WYI, for example, -3 indicates the wind fields lead the WYI by three months, the same below

的关系。当亚洲季风增强时, 我们发现其前期冬季和早春, 中纬度地区的积雪密度明显减小。不难看出, 从 1 月份到 4 月份, 除了中国南部和俄罗斯西部积雪密度增大外, 整个中纬度地区的积雪密度均减少。4~5 月份, 由于气温升高, 中低纬度海拔较低的地区积雪大量融化, 此时出现积雪密度异常主要出现在高纬度地区和青藏高原。这些前期讯号对预测亚洲夏季风的强度都有积极的指示意义。

综上所述, 大尺度环流 (副热带上空东风异常)、土壤湿度和欧亚雪盖都能作为亚洲夏季风的前期预报因子, 主要原因在于这些因子都具有低频变化的特征。利用这些前期讯号, 我们可以通过建立一些统计预报模型 (比如多元回归模型), 从而避开 SPB 的影响, 这对提高亚洲夏季风的季节预报水平是有意义的 (丁一汇等, 2004)。此外, Yang and Lau (1998) 还基于模式结果讨论了陆面过程和海

温对影响亚洲季风变化的相对重要性, 并指出陆面过程对季风的前期 (5~6 月) 变化非常重要。对亚洲夏季风的季节预报, 我们除了可以利用上述的前期讯号外, 许多研究也指出其他可能的预报因子。例如, 青藏高原的前期加热 (Wu and Zhang, 1998; 朱玉祥和丁一汇, 2007; 朱玉祥等, 2009)、西北太平洋副热带高压的移动 (Chang et al., 2000)、南方环状模 (Nan et al., 2009)、太平洋和大西洋年代际变化 (Lu et al., 2006; Wang et al., 2008) 等。毫无疑问, 理解这些因子影响亚洲夏季风的物理机制和过程, 对亚洲夏季风的预报有重要的帮助。

5 总结和讨论

本文回顾和总结了季风和 ENSO 的相互作用, 重点阐述了春季预报障碍的发现过程和产生的物理机制、亚洲季风和 ENSO 的年变化和季节 “锁

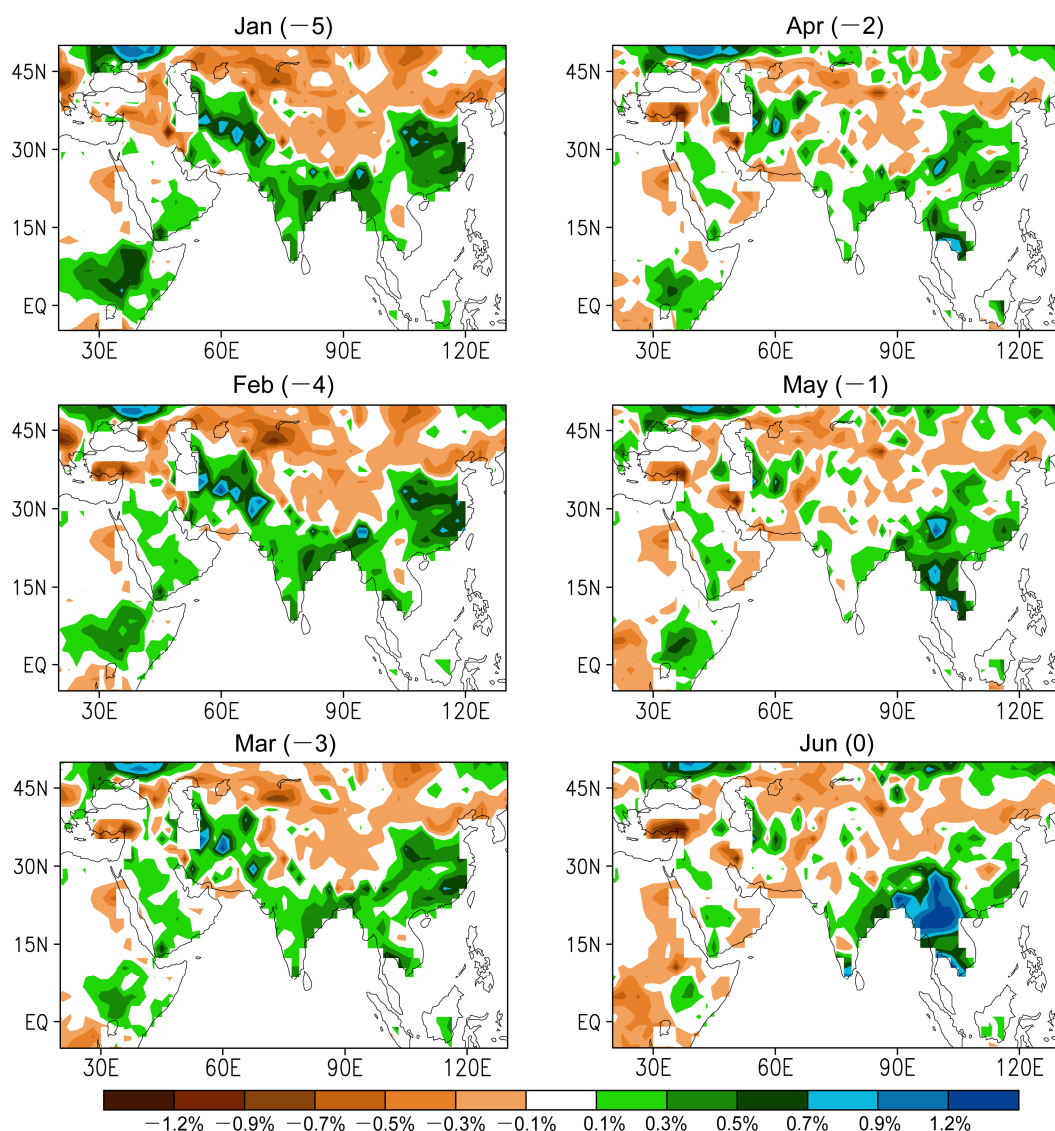


图 13 1979~2015 年不同月份的土壤水汽含量 (NCEP2) 与 WYI (JJA) 超前滞后回归

Fig. 13 Lead-lag regressions of soil moisture content at specific months (NCEP2) onto WYI (JJA) during the period of 1979–2015

相”特征以及它们在季风—ENSO 相互作用中的重要作用、还有亚洲季风的大尺度动力学指数。此外，我们还探讨了亚洲季风除 ENSO 以外的其他前期讯号。本文的主要结论包括以下几个部分：

(1) 观测和模式模拟的结果都表明，ENSO 的预报技巧在春季迅速减小，即发生所谓的 SPB 现象。基于前人的研究，SPB 的成因大致可以归纳为三种：一是热带海气系统中气候态的年循环作用。热带海气耦合系统具有显著的季节变化特征，在北半球春季热带海气耦合系统的不稳定性最高，此时来自热带外的微小扰动也会影响 ENSO 的季报水平，导致 SPB 的形成。二是与 ENSO 自身的年循环

有关，ENSO 事件具有典型的锁相特征，它总是倾向于在春季发生，冬季达到峰值。只有在模型中包含 ENSO 事件本身的季节增长率的年循环信息，ENSO 预测才能够发生 SPB 现象。三是强调气候态的年循环、ENSO 事件本身、以及特定的初始误差结构的共同作用。该观点认为，即使气候态的年循环和 ENSO 事件本身是固有存在的，但没有特定的初始误差结构，SPB 也不可能发生。

(2) Webster-Yang 季风动力学指数的物理基础是 Webster (1972) 和 Gill (1980) 提出的大气热强迫理论，他们认为亚洲季风环流本质上是一种通过热强迫作用而激发的低频罗斯贝波。在亚洲季风

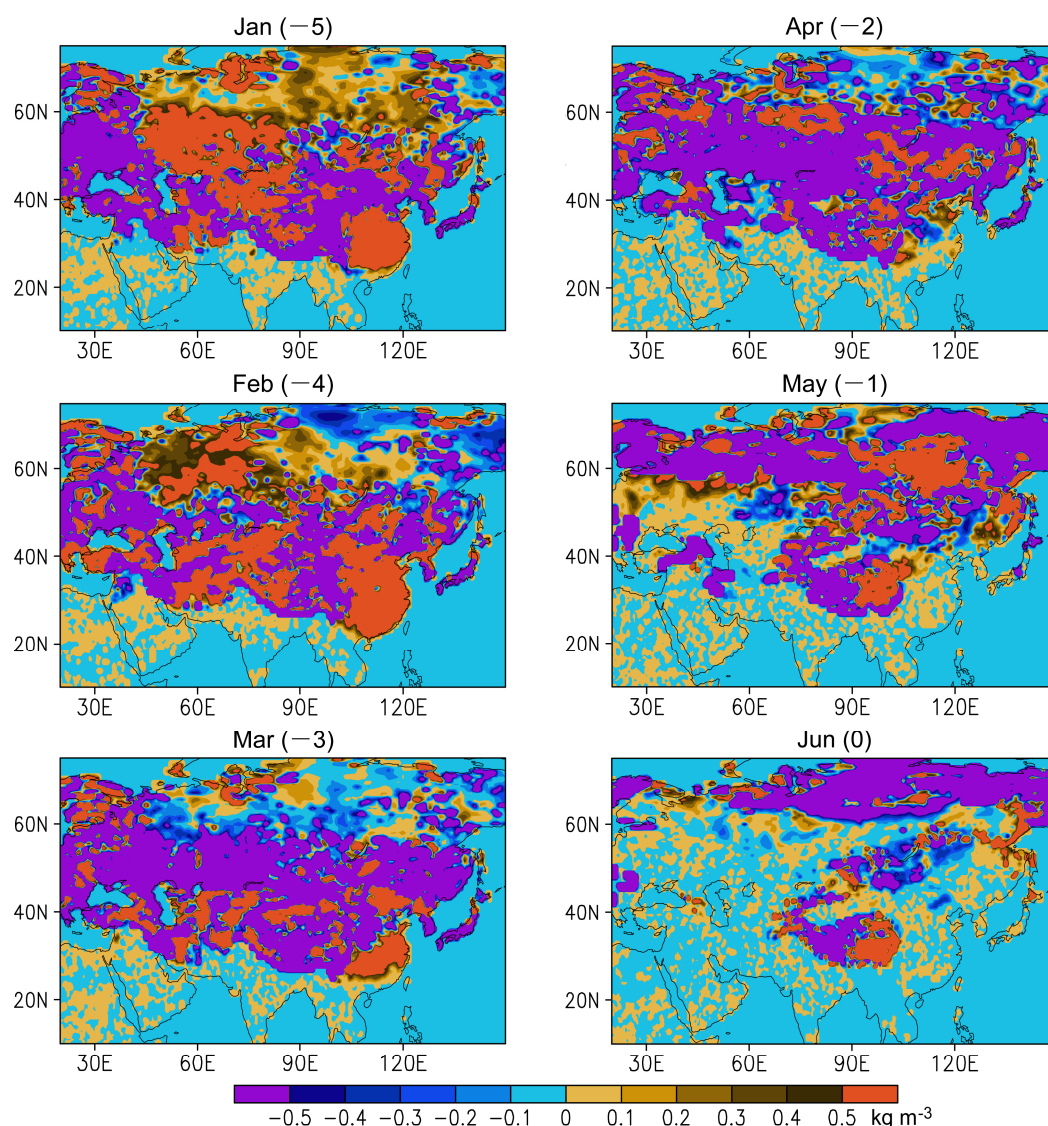


图 14 1979~2015 年不同月份的积雪密度 (ERA-Interim) 与 WYI (JJA) 超前滞后回归 (单位: kg m^{-3})

Fig. 14 Lead-lag regressions (units: kg m^{-3}) of snow density at specific months (ERA-Interim) onto WYI (JJA) during the period of 1979–2015 (units: kg m^{-3})

区,尤其是印度半岛、孟加拉湾、中南半岛和西北太平洋地区,每年 5~6 月份会出现丰富的对流性降水,释放大量的潜热能。在潜热的加热作用下,低层会诱导出西风异常,高层则出现东风异常。WYI 即定义为亚洲季风区高低层纬向风之差,WYI 越大代表垂直风切变越强,即季风环流越强,反之亦然。WYI 的好处是计算简单、物理意义清晰,对于描述大尺度季风环流变化是合适的。利用 WYI,我们发现亚洲夏季风环流存在明显的季节变化和年际变化,而且在近几十年来还呈现出减弱的趋势。

(3) SPB 的发现也促使我们去寻找亚洲季风

的其他预报因子。在本文中,我们重点回顾了儿种潜在的预报因子,比如欧亚大陆上空的环流异常、欧亚积雪密度的变化和土壤湿度增加与减少等。这些预报因子的共同特点是具有低频变化的特征,这保证了这些预报因子具有稳定的记忆能力。在亚洲夏季风环流异常强的年份,我们可以发现很多前期讯号:前期热带印度洋和亚洲副热带地区上空出现东风异常,其北侧高纬度地区上空出现西风异常;南亚次大陆、中南半岛和东亚地区的土壤湿度增大,同时中纬度地区的土壤湿度明显减少;中纬度地区特别是青藏高原中西部地区的积雪密度明显减少。这些前期讯号的发现,对建立统计预报模

型,在一定程度上提高对亚洲夏季风的季节预报等方面都有重要的作用。

关于 SPB 现象的物理成因已经有了很多解释,这些研究均指向春季的特殊性。比如,春季亚洲夏季风会突然爆发,ENSO 的信号会突然减弱,这些现象在观测中都得到了证实。然而,我们并不清楚为什么会有这种“突然”存在,为什么季风的爆发和 ENSO 信号的减弱不是缓慢逐步的,正如秋季一样。Stuecker et al. (2015)、Zhang et al. (2016) 提出 ENSO 与暖池不同时间尺度的非线性相互作用可能会激发出多种不同时间尺度的信号(C-模),这是亚洲季风突然爆发的一个可能原因。然而,由于这种非线性相互作用过程,在数学上的求解仍然是一个难点。因此,相关的论述还需要更多的观测和模式研究来证实。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans [J]. *J. Climate*, 15 (16): 2205–2231, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2205:TABTIO>2.0.CO;2.
- Balmaseda M A, Davey M K, Anderson D L T. 1995. Decadal and seasonal dependence of ENSO prediction skill [J]. *J. Climate*, 8 (11): 2705–2715, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2705:DASDOE>2.0.CO;2.
- Barnston A G, van den Dool H M, Zebiak S E, et al. 1994. Long-lead seasonal forecasts—Where do we stand? [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75 (11): 2097–2114, doi:10.1175/1520-0477(1994)075<2097:LLSFDW>2.0.CO;2.
- Battisti D S. 1988. Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (20): 2889–2919, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<2889:DATOAW>2.0.CO;2.
- Berlage H P. 1966. The Southern Oscillation and world weather [R]. Mededeelingen en Verhandelingen 88. The Hague: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, 152pp.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97 (3): 163–172, doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2.
- Chang C P, Zhang Y S, Li T. 2000. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4310–4325, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4310:IAIVOT>2.0.CO;2.
- Chen D K, Zebiak S E, Busalacchi A J, et al. 1995. An improved procedure for El Niño forecasting: Implications for predictability [J]. *Science*, 269 (523): 1699–1702, doi:10.1126/science.269.5231.1699.
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响 [J]. *大气科学*, 26 (5): 595–610. Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (5): 595–610, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.02.
- Chen W, Feng J, Wu R G. 2013. Roles of ENSO and PDO in the link of the East Asian winter monsoon to the following summer monsoon [J]. *J. Climate*, 26 (2): 622–635, doi:10.1175/JCLI-D-12-00021.1.
- Clarke A J, van Gorder S. 1999. The connection between the boreal spring Southern Oscillation persistence barrier and biennial variability [J]. *J. Climate*, 12 (2): 610–620, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0610:TCBTBS>2.0.CO;2.
- Dickson R R. 1984. Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall—An extension of the Hahn-Shukla results [J]. *J. Appl. Meteor.*, 23 (1): 171–176, doi:10.1175/1520-0450(1984)023<0171:ESCVIM>2.0.CO;2.
- 丁一汇, 李清泉, 李维京, 等. 2004. 中国业务动力季节预报的进展 [J]. *气象学报*, 62 (5): 598–612. Ding Yihui, Li Qingquan, Li Weijing, et al. 2004. Advance in seasonal dynamical prediction operation in China [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 62 (5): 598–612, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.05.007.
- Doberitz R. 1968. Cross spectrum analysis of rainfall and sea temperature at the equatorial Pacific Ocean: A contribution to the “El Niño” phenomenon [J]. *Bonner Meteor. Abhand.*, 8: 61.
- Douville H, Chauvin F, Broqua H. 2001. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation [J]. *J. Climate*, 14 (11): 2381–2403, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2381:IOSMOT>2.0.CO;2.
- Duan W S, Hu J Y. 2016. The initial errors that induce a significant “spring predictability barrier” for El Niño events and their implications for target observation: Results from an Earth system model [J]. *Climate Dyn.*, 46 (11–12): 3599–3615, doi:10.1007/s00382-015-2789-5.
- Duan W S, Wei C. 2012. The “spring predictability barrier” for ENSO predictions and its possible mechanism: Results from a fully coupled model [J]. *Int. J. Climatol.*, 33 (5): 1280–1292, doi:10.1002/joc.3513.
- Duan W S, Liu X C, Zhu K Y, et al. 2009. Exploring the initial errors that cause a significant “spring predictability barrier” for El Niño events [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (C4): C04022, doi:10.1029/2008JC004925.
- Fan Y, Allen M R, Anderson D L T, et al. 2000. How predictability depends on the nature of uncertainty in initial conditions in a coupled model of ENSO [J]. *J. Climate*, 13 (18): 3298–3313, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3298:HPDOTN>2.0.CO;2.
- Flügel M, Chang P. 1998. Does the predictability of ENSO depend on the seasonal cycle? [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55 (21): 3230–3243, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<3230:DTPOED>2.0.CO;2.
- Gadgil S, Rupakumar K. 2006. The Asian monsoon—Agriculture and economy [M]//Wang B. *The Asian Monsoon*. Berlin: Springer, 651–683.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 447–462, doi:10.1002/qj.49710644905.
- Goswami B N, Krishnamurthy V, Annamalai H. 1999. A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 (554): 611–633, doi:10.1002/qj.49712555412.
- Hahn D G, Shukla J. 1976. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33 (12): 2461–2462, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<2461:AARBES>2.0.CO;2.

- Hildebrandsson H H. 1897. Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère [J]. Kongl. Svenska. Vetenskaps Akad. Hand., 29 (3): 2–11.
- 黄荣辉, 陈文. 2002. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展 [J]. 气候与环境研究, 7 (2): 146–159. Huang Ronghui, Chen Wen. 2002. Recent progresses in the research on the interaction between Asian monsoon and ENSO cycle [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (2): 146–159, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2002.02.003.
- Huang R H, Chen W, Yan B L, et al. 2004. Recent advances in studies of the interaction between the East Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle [J]. Adv. Atmos. Sci., 21 (3): 407–424, doi:10.1007/BF02915568.
- Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. J. Climate, 12 (4): 917–932, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2.
- Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. 1999. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO [J]. Science, 284 (5423): 2156–2159, doi:10.1126/science.284.5423.2156.
- Latif M, Graham N E. 1992. How much predictive skill is contained in the thermal structure of an oceanic GCM? [J]. J. Phys. Oceanogr., 22 (8): 951–962, doi:10.1175/1520-0485(1992)022<0951:HMPSC>2.0.CO;2.
- Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO [J]. J. Geophys. Res., 103 (C7): 14375–14393, doi:10.1029/97JC03413.
- Lau K M, Yang S. 1996. The Asian monsoon and predictability of the tropical ocean–atmosphere system [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122 (532): 945–957, doi:10.1002/qj.49712253208.
- Lau N C, Nath M J. 2003. Atmosphere–ocean variations in the Indo–Pacific sector during ENSO episodes [J]. J. Climate, 16 (1): 3–20, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0003:AOVITI>2.0.CO;2.
- Levine A F Z, McPhaden M J. 2015. The annual cycle in ENSO growth rate as a cause of the spring predictability barrier [J]. Geophys. Res. Lett., 42 (12): 5034–5041, doi:10.1002/2015GL064309.
- Li J P, Zeng Q C. 2002. A unified monsoon index [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (8): 1274, doi:10.1029/2001GL013874.
- Li Y Q, Yang S. 2010. A dynamical index for the East Asian winter monsoon [J]. J. Climate, 23 (15): 4255–4262, doi:10.1175/2010JCLI3375.1.
- Lockyer N, Lockyer W J S. 1902. On the similarity of the short period pressure variation over large areas [J]. Proc. Roy. Soc. London, 71 (467–476): 134–135, doi:10.1098/rsp1.1902.0073.
- Lu R, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic multidecadal oscillation on the Asian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (24): L24701, doi:10.1029/2006GL027655.
- Luo J J, Masson S, Behera K S, et al. 2008. Extended ENSO predictions using a fully coupled ocean–atmosphere model [J]. J. Climate, 21 (1): 84–93, doi:10.1175/2007JCLI1412.1.
- Mohtadi M, Prange M, Steinke S. 2016. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall [J]. Nature, 533 (7602): 191–199, doi:10.1038/nature17450.
- Moore A M, Kleeman R. 1996. The dynamics of error growth and predictability in a coupled model of ENSO [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122 (534): 1405–1446, doi:10.1002/qj.49712253409.
- Mu M, Duan W S, Wang B. 2007a. Season-dependent dynamics of nonlinear optimal error growth and El Niño–Southern Oscillation predictability in a theoretical model [J]. J. Geophys. Res., 112 (D10): D10113, doi:10.1029/2005JD006981.
- Mu M, Xu H, Duan W S. 2007b. A kind of initial errors related to “spring predictability barrier” for El Niño events in Zebiak–cane model [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (3): L03709, doi:10.1029/2006GL027412.
- Nan S L, Li J P, Yuan X J, et al. 2009. Boreal spring Southern Hemisphere annular mode, Indian Ocean sea surface temperature, and East Asian summer monsoon [J]. J. Geophys. Res., 114 (D2): D02103, doi:10.1029/2008JD010045.
- Normand C. 1953. Monsoon seasonal forecasting [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 79 (342): 463–473, doi:10.1002/qj.49707934202.
- Qian W H. 2000. Dry/wet alternation and global monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 27 (22): 3679–3682, doi:10.1029/1999GL011255.
- Ramage C S. 1971. Monsoon Meteorology [M]. New York: Academic Press, 296pp.
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1983. The relationship between the eastern Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka [J]. Mon. Wea. Rev., 111: 354–384.
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation [J]. J. Climate, 2 (3): 268–284, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<0268:PPAWTH>2.0.CO;2.
- Samelson R M, Tziperman E. 2001. Instability of the chaotic ENSO: The growth-phase predictability barrier [J]. J. Atmos. Sci., 58 (23): 3613–3625, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3613:IOTCET>2.0.CO;2.
- Shukla J, Paolino D A. 1983. The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India [J]. Mon. Wea. Rev., 111 (9): 1830–1837, doi:10.1175/1520-0493(1983)111<1830:TSOALR>2.0.CO;2.
- Shukla J, Mooley D A. 1987. Empirical prediction of the summer monsoon rainfall over India [J]. Mon. Wea. Rev., 115 (3): 695–703, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0695:EPOTSM>2.0.CO;2.
- Stuecker M F, Jin F F, Timmermann A, et al. 2015. Combination mode dynamics of the anomalous Northwest Pacific anticyclone [J]. J. Climate, 28 (3): 1093–1111, doi:10.1175/JCLI-D-14-00225.1.
- Tao S, Chen L. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]. Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 60–92.
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应 [J]. 大气科学, 22 (4): 399–407. Tao Shiyun, Zhang Qingyun. 1998. Response of the Asian winter and summer monsoon to ENSO events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22 (4): 399–407, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.04.02.
- Thompson C J. 1998. Initial conditions for optimal growth in a coupled ocean–atmosphere model of ENSO [J]. J. Atmos. Sci., 55 (4): 537–557, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0537:ICFOGI>2.0.CO;2.
- Torrence C, Webster P J. 1998. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124 (550): 1985–2004, doi:10.1002/qj.49712455010.
- Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO–monsoon

- system [J]. *J. Climate*, 12 (8): 2679–2690, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation [J]. *J. Climate*, 13 (22): 3969–3993, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3969:TGMAST>2.0.CO;2.
- Troup A J. 1965. The ‘Southern Oscillation’ [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 91 (390): 490–506, doi:10.1002/qj.49709139009.
- van Oldenborgh G J, Balmaseda M A, Ferranti L, et al. 2005. Did the ECMWF seasonal forecast model outperform statistical ENSO forecast models over the last 15 years? [J]. *J. Climate*, 18 (16): 3240–3249, doi:10.1175/JCLI3420.1.
- Walker G T. 1924. Correlation in seasonal variations of weather. IX [J]. *Mem. India Meteor. Dept.*, 24 (9): 275–332.
- Walker G T, Bliss E W. 1932. World weather V [J]. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4: 53–84.
- Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (4): 629–638, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<0629:COSASM>2.0.CO;2.
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1517–1536, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2.
- 王会军. 2005. 来自大气内部的季节气候可预测性初探 [J]. *大气科学*, 29 (1): 64–70. Wang Huijun. 2005. Preliminary research on the inner-atmosphere-originated seasonal climate predictability [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (1): 64–70, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.08.
- 王会军, 范可. 2006. 南半球对流层上层纬向风与东亚夏季环流 [J]. *科学通报*, 51 (13): 1595–1600. Wang Huijun, Fan Ke. 2006. Southern Hemisphere mean zonal wind in upper troposphere and East Asian summer monsoon circulation [J]. *Chinese Science Bulletin*, 51 (12): 1508–1514, doi:10.1007/s11434-006-2009-0.
- Wang L, Chen W, Huang R H. 2008. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (20): L20702, doi:10.1029/2008GL035287.
- Webster P J. 1972. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 100 (7): 518–540, doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0518:ROTTAT>2.3.CO;2.
- Webster P J. 1995. The annual cycle and the predictability of the tropical coupled ocean–atmosphere system [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 56 (1–2): 33–55, doi:10.1007/BF01022520.
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118 (507): 877–926, doi:10.1002/qj.49711850705.
- 吴国雄, 孟文. 1998. 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析 [J]. *大气科学*, 22 (4): 470–480. Wu Guoxiong, Meng Wen. 1998. Gearing between the Indo–monsoon circulation and the Pacific–Walker circulation and the ENSO. Part I: Data analyses [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 22 (4): 470–480, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.04.09.
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126 (4): 913–927, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0913:TPFATT>2.0.CO;2.
- Wyrtki K. 1975. El Niño—The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 5 (4): 572–584, doi:10.1175/1520-0485(1975)005<0572:ENTDRO>2.0.CO;2.
- Xue Y, Cane M A, Zebiak S E, et al. 1994. On the prediction of ENSO: A study with a low-order Markov model [J]. *Tellus*, 46 (4): 512–528, doi:10.3402/tellusa.v46i4.15641.
- Xue Y, Cane M A, Zebiak S E. 1997a. Predictability of a coupled model of ENSO using singular vector analysis. Part I: Optimal growth in seasonal background and ENSO cycles [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125 (9): 2043–2056, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<2043:POACMO>2.0.CO;2.
- Xue Y, Cane M A, Zebiak S E. 1997b. Predictability of a coupled model of ENSO using singular vector analysis. Part II: Optimal growth and forecast skill [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125 (9): 2057–2073, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<2057:POACMO>2.0.CO;2.
- Yang S. 1996. ENSO–snow associations and seasonal–interannual predictions [J]. *Int. J. Climatol.*, 16 (2): 125–134, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199602)16:2<125::AID-JOC999>3.0.CO;2-V.
- Yang S, Lau K M. 1998. Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 11 (12): 3230–3246, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<3230:IOSSTA>2.0.CO;2.
- Yang S, Lau W K M. 2006. Interannual variability of the Asian monsoon [M]//Wang B. *The Asian Monsoon*. Berlin, Heidelberg: Springer, 259–293, doi:10.1007/3-540-37722-0_6.
- Yang S, Lau K M, Sankar–Rao M. 1996. Precursory signals associated with the interannual variability of the Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 9 (5): 949–964, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0949:PSAWTI>2.0.CO;2.
- Yang S, Lau K M, Yoo S H, et al. 2004. Upstream subtropical signals preceding the Asian summer monsoon circulation [J]. *J. Climate*, 17 (21): 4213–4229, doi:10.1175/JCLI3192.1.
- Yang S L, Ding Z L, Li Y Y, et al. 2015. Warming-induced northwestward migration of the East Asian monsoon rain belt from the Last Glacial Maximum to the mid-Holocene [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 112 (43): 13178–13183, doi:10.1073/pnas.1504688112.
- Yasunari T. 1990. Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 44 (1–4): 29–41, doi:10.1007/BF01026809.
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. 1991. Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate: A study with the MRI GCM [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69 (4): 473–487, doi:10.2151/jmsj1965.69.4_473.
- Yu J Y. 2005. Enhancement of ENSO’s persistence barrier by biennial variability in a coupled atmosphere–ocean general circulation model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (13): L13707, doi:10.1029/2005GL023406.
- Yu Y S, Duan W S, Xu H, et al. 2009. Dynamics of nonlinear error growth and season-dependent predictability of El Niño events in the Zebiak–Cane model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135 (645): 2146–2160, doi:10.1002/qj.526.
- Zebiak S E, Cane M A. 1987. A model El Niño–Southern Oscillation [J].

- Mon. Wea. Rev., 115 (10): 2262–2278, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2262:AMENO>2.0.CO;2.
- 曾庆存, 张东凌, 张铭, 等. 2005. 大气环流的季节突变与季风的建立 I. 基本理论方法和气候场分析 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 285–302.
- Zeng Qingcun, Zhang Dongling, Zhang Ming, et al. 2005. The abrupt seasonal transitions in the atmospheric general circulation and the onset of monsoons. Part I: Basic theoretical method and its application to the analysis of climatological mean observations [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 285–302, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2005.03.003.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 74 (1): 49–62, doi:10.2151/jmsj1965.74.1_49.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 16 (2): 229–241, doi:10.1007/BF02973084.
- Zhang J, Duan W S, Zhi X F. 2015. Using CMIP5 model outputs to investigate the initial errors that cause the “spring predictability barrier” for El Niño events [J]. Sci. China Earth Sci., 58 (5): 685–696, doi:10.1007/s11430-014-4994-1.
- Zhang W, Li H, Stuecker M F, et al. 2016. A new understanding of El Niño's impact over East Asia: Dominance of the ENSO combination model [J]. J. Climate, 29 (12): 4347–4359, doi:10.1175/JCLI-D-15-0104.1.
- Zheng Y X, Zhang R H, Bourassa M A. 2014. Impact of East Asian winter and Australian summer monsoons on the enhanced surface westerlies over the western tropical Pacific Ocean preceding the El Niño onset [J]. J. Climate, 27 (5): 1928–1944, doi:10.1175/JCLI-D-13-00369.1.
- 朱玉祥, 丁一汇. 2007. 青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题 [J]. 气象科技, 35 (1): 1–8.
- Zhu Yuxiang, Ding Yihui. 2007. Influences of snow cover over Tibetan Plateau on weather and climate: Advances and problems [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 35 (1): 1–8, doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2007.01.001.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (5): 903–915.
- Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 903–915, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.02.